F. 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE
SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

1
TOMUL V
1960

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

MŰSZAKI KÖNYVTÁR OKSZAGOS 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

1

TOMUL V

1960

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACŢIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică şi geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică şi geologie — *membri*; P. ŞOIGAN, cercetător ştiinţific — *secretar ştiinţific de redacţie.*

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACŢIA:

BUCUREŞTI, Calea Victoriei nr. 125

Telefon 16.01.70/103

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul V, nr. 1 1960

SUMAR

Pag.

GR. RĂILEANU şi AURELIA NĂSTĂSEANU, Contribuţii la cunoaşterea faunei de ammoniţi din jurasicul superior de la Svinița (Banat) 7

MIRCEA CHIRIAC, Asupra unor noi iviri de tortonian în Dobrogea de sud. . 39

EMIL LITEANU şi ECATERINA SCHOVERTH, Observaţii asupra genului *Horiodacna* Sabba 63

M. PAUCĂ şi D. PATRULIUS, Contribuţii la studiul paleontologic al depozitelor albiene de la Giurgiu (valea Dunării) 85

VICTOR MOISESCU, Contribuţii la studiul hippuriţilor senonieni din regiunea Hăşdate — Stolna (bazinul Iarei — Munţii Apuseni) 101

P. VÎLCEANU, Contribuţii la cunoaşterea geologică a regiunii Codlea. . . . 119

VICTOR CORVIN PAPIU, Asupra originii mineralizaţiei apelor termale de la Băile-Herculane 135

AMALIA SZÖKE, Studiu asupra plagioclazilor din masivul subvulcanic de la Toroiaga, Baia-Borşa 149

ŞTEFAN AIRINEI, Magnetizări normale şi inverse în regiunea vulcanului andezitic Uroiu (regiunea Hunedoara) 169

MARIUS VISARION şi JUSTIN ANDREI, Noi date geofizice asupra zonei centrale a Depresiunii Haţeg 197

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome V, nº 1 1960

SOMMAIRE

Page

GR. RĂILEANU et AURELIA NĂSTĂSEANU, Contribution à la connaissance de la faune d'Ammonites du Jurassique supérieur de Svinița (Banat) 7

MIRCEA CHIRIAC, Sur les affleurements de Tortonien en Dobrogea 39

EMIL LITEANU et ECATERINA SCHOVERTH, Observations sur le genre *Horiodacna* Sabba 63

M. PAUCĂ et D. PATRULIUS, Contribution à l'étude paléontologique des dépôts albiens de Giurgiu (vallée du Danube). 85

VICTOR MOISESCU, Contribution à l'étude des Hippuriles sénoniens de la région de Hășdate — Stolna (Bassin de la Iare — monts Apuseni). 101

P. VÎLCEANU, Contribution à la connaissance géologique de la région de Codlea 119

VICTOR CORVIN PAPIU, De l'origine de la minéralisation des eaux thermales de Băile-Herculane 135

AMALIA SZÖKE, Etude des plagioclases du massif subvolcanique de Toroiaga, Baia-Borșa 149

ȘTEFAN AIRINEI, Magnétisations normales et inverses dans la région du volcan andésitique Uroiu (région de Hunedoara) 169

MARIUS VISARION et JUSTIN ANDREI, Nouvelles données géophysiques sur la zone centrale de la Dépression de Haţeg 197

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том V, № I 1960

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Г. РЭИЛЯНУ и АУРЕЛИЯ НЭСТЭСЯНУ, К изучению фауны аммонитов верхней юры в Свинице (Банат)	7
МИРЧА КИРИЯК, О новых обнажениях тортона в Южной Добрудже	39
ЭМИЛЬ ЛИТЯНУ и ЕКАТЕРИНА ШОВЕРТ, Некоторые замечания о роде Horiodacna Sabba	63
М. ПАУКЭ и Д. ПАТРУЛИУС, К палеонтологическому изучению альбских отложений в районе Джурджиу (Дунайская долина)	85
ВИКТОР МОЙСЕСКУ, К изучению сенонских Hippurites, обнаруженных в районе Хэшдате-Стольна (бассейн Яры-Западные горы)	101
П. ВЫЛЧАНУ, К изучению геологии района Кодля	119
ВИКТОР КОРВИН ПАПИУ, О происхождении минерализации термальных вод курорта Бэиле Геркулане	135
АМАЛИЯ СЗОКЕ, Исследование плагиоклазов субвулканического массива Тороняга, Бая- Борша	149
ШТЕФАН АИРИНЕЙ, Нормальная и обратная намагниченность в районе андезитового вулкана Урою (Хунедоарская область)	169
МАРИУС ВИСАРИОН и ЮСТИН АНДРЕЙ, Новые геофизические данные о центральной зоне Хацегской впадины	197

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNEI DE AMMONIȚI DIN JURASICUL SUPERIOR DE LA SVINIȚA (BANAT)

DE

GR. RĂILEANU și AURELIA NĂSTĂSEANU

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 16 iunie 1959

Materialul paleontologic, care face obiectul lucrării de față, a fost colectat din calcarele jurasicului superior de pe culmea Seliște, Cervena-Bara, orașele Iardumovacia, Vodînischi și Saraorschi, situate în imediata apropiere a satului Svinița (zona Svinița—Svinecea-Mare, Banat).

În această zonă, malmul se dezvoltă sub un facies de mare adîncă, fiind reprezentat printr-o alternanță de calcare marnoase de culoare roșie, vineție și verzuie, între care se intercalează jaspuri roșii, vineții sau verzui.

În această lucrare ne-am propus să scoatem în evidență formele noi găsite, să revizuim întreaga faună și să punem totodată în lumina noilor cunoștințe, coloana stratigrafică a jurasicului superior din regiune.

CALLOVIAN INFERIOR ȘI MEDIU

Grigore Răileanu (28) a considerat că orizontul calcarelor feruginoase oolitice de la Svinița cuprinde, pe lîngă bathonianul superior, și callovianul inferior, care este reprezentat prin zona cu *Macrocephalites macrocephalus* Schl.

Partea superioară a acestuia trece în mod gradat la calcare noduloase roșii, care pe alocuri păstrează aparența unui calcar feruginos. Acest nivel de trecere este caracterizat prin :

Choffatia subbackeriae (d'Orbigny)
Subgrossouvria cf. *jupiter* Lóczy
Hecticoceras sp. indet.

Pe baza acestor forme, identice cu cele citate de G. Corroy (8) în bazinul Parisului, precum și a unor *Hecticoceratinae*, considerăm că acest

nivel superior ar putea reprezenta callovianul inferior şi zona cu *Reineckeia anceps*, respectiv callovianul mediu. Zona cu *R. anceps* este cunoscută şi în alte regiuni ale ţării. D. Patrulius (25) o citează în Carpaţii Orientali, la Lespezi şi în Pădurea Craiului, la Chicera-Tarbii.

CALLOVIAN SUPERIOR

Peste nivelul calcarelor cu *Choffatia subbackeriae*, în sinclinalul Svinița — Greben, urmează un orizont alcătuit din calcare marnoase-roşiatice, cu numeroase nodule de calcare, denumit orizontul calcarelor noduloase inferioare (coloana stratigrafică).

Din fauna acestor calcare, Gr. Răileanu (28) citează:

Simoceras sp.
Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orbigny)
Calliphylloceras zignodianum (d'Orbigny)
Belemnites (*Hibolites*) *hastatus* Blainv.

la care de sub Cervena Bara se adaugă *Ptychophylloceras feddeni* (Waagen) şi *Macrocephalites macrocephalus* var. *canizzaroi* Gemmellaro.

Pe baza faunei găsite, autorul a atribuit acestui orizont vîrsta callovian superior — oxfordian inferior.

Ţinînd seama, însă, de faptul că unele forme cum este *Ptychophylloceras feddeni* sînt proprii callovianului, iar altele au o circulaţie mai largă în scara stratigrafică, deducem că acest orizont revine numai callovianului superior.

Din punct de vedere litologic, aceste calcare ar corespunde în parte calcarelor noduloase roşii descrise de I. Simionescu (33) în valea Lupului (la Rucăr). Cînd facem această paralelizare, ne referim numai la zona cu *Peltoceras athleta*, deoarece la Rucăr ele cuprind şi callovianul mediu.

OXFORDIAN
(ORIZONTUL CU JASPURI)

Urmează o alternanţă de calcare roşii sau calcare vineţii pînă la verziu, cu accidente silicoase sau benzi interstratificate, denumit orizontul cu jaspuri. În general, este lipsit de macrofaună. Totuşi, s-a determinat, din colecţia Gr. Răileanu, o formă de *Calliphylloceras manfredi* (Oppel), care face parte sigur din seria depozitelor acestui orizont. M. Neumayr (22) citează această formă în zona cu *cordatum* şi *transversarium* de la Czetechowitz (klippele penine).

Datorită acestui fapt, tragem concluzia că şi în această regiune sîntem în prezenţa unui oxfordian, fără a putea preciza o anumită zonă paleontologică.

KIMERIDGIAN
(ORIZONTUL CALCARELOR NODULOASE SUPERIOARE)

Peste orizontul cu jaspuri urmează o serie de calcare roșii noduloase. Formele determinate de noi din acest orizont sînt :

Phylloceras isotypum Benecke
„ *saxonicum* Neumayr
Holcophylloceras polyolcum (Benecke)
„ *mediterraneum* (Neumayr)
Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orbigny)
Taramelliceras cf. compsum (Oppel)
„ *strombecki* (Oppel)
Katroliceras somalicum Valduga
Pseudosimoceras herbichi (Hauer)
Aspidoceras acanthicum Oppel
Aspidoceras cyclotum Oppel
Perisphinctes simoceroides Fontannes
Belemnites beneckei Neumayr
Hibolites semisulcatus Münster

la care mai adăugăm și forme de *aptychus*

Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. *rugosa* Trauth
„ *latus* (Park.) var. *uhlandi-taxopora* Trauth
„ „ „ var. *taxopora* Trauth
„ *obliquus* (Quenstedt)
„ *hoplisus* (Spath) var. *rugocincta-taxopora* Trauth
Lamellaptychus rectecostatus (Pet.) Trauth
„ *beyrichi* (Oppell) emend. Trauth f. typ.
„ *beyrichi* (Oppell) var. *fractocosta* Trauth
„ *beyrichi* (Oppell) n.var. *banathica*
„ *beyrichi* (Oppell) var. *moravica* (Blasche)
„ *lamellosus* (Park.)

Asociația faunistică menționată mai sus este bine cunoscută în cadrul provinciei mediteraneene, peste tot unde apar „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*".

În literatura de specialitate, „stratele cu *acanthicum*" au fost considerate de diferiți autori în modul următor : E. W. Benecke, în anul 1865, le dă denumirea de „strate cu *Ammonites acanthicus*" și le echivalează zonei cu *Streblites tenuilobatus* din Europa centrală. A. Oppel, tot în anul 1865, consideră că ele reprezintă zona cu *Streblites tenuilobatus* și *Aulacostephanus pseudomutabilis* și include la tithonianul inferior zona cu *Hybonoticeras beckeri*. M. Neumayr, în 1873, le atribuie în întregime kimeridgianului, echivalîndu-le zonei cu *tenuilobatus* și zonei cu *beckeri*. W. J. Arkell, în anul 1956, le atribuie kimeridgianului inferior și mediu, echivalîndu-le zonei cu *tenuilobatus*, zonei cu *pseudomutabilis* și zonei cu *beckeri*.

În Carpații Orientali, D. Patrulius (25) consideră „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" ca reprezentînd zonele cu *Ep. bimammatum*, *Sutneria platynota*, *Streblites tenuilobatus* și *Idoceras planula*, *Aulacostephanus pseudomutabilis* și la partea superioară zona cu *Hybonoticeras beckeri*.

Pornind de la aceste date din literatură, vom încerca să analizăm fauna orizontului calcarelor noduloase superioare din zona Svinița. Deși nu avem, în toate cazurile, forme care să constituie fosile caracteristice de zonă, totuși asociația faunistică prezentată poate fi echivalentă următoarelor zone clasice :

1. Zona cu *Streblites tenuilobatus* reprezentată prin : *Phylloceras isotypum* Benecke, *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr), *Sowerby-*

ceras tortisulcatum (d'Orbigny), *Taramelliceras cf. compsum* (Oppel), *Taramelliceras strombecki* (Oppel), *Pseudosimoceras herbichi* (Hauer), *Katroliceras somalicum* Valduga, *Aspidoceras acanthicum* Oppel.

2. Zona cu *Hibonoticeras beckeri* reprezentată prin asociaţia formelor de : *Phylloceras saxonicum* Neumayr, *Holcophylloceras polyolcum* (Benecke), *Perisphinctes simoceroides* Fontannes, *Aspidoceras acanthicum* Oppel, *Aspidoceras cyclotum* Oppel, *Belemnites beneckei* Neumayr, *Belemnites semisulcatus* Münster.

La formele citate mai sus, sînt de adăugat numeroasele forme de *aptychus* care se asociază faunei de ammoniţi.

Încadrînd aceste zone în concepţia lui W. J. Arkell, ca fiind cea mai recentă, asupra orizontării „stratelor cu *Aspidoceras acanthicum*" din provincia mediteraneană, ajungem la concluzia că „stratele cu *A. acanthicum*" din zona Svinița — Svinecea-Mare reprezintă kimeridgianul, ca echivalente ale zonei cu *tenuilobatus* şi a zonei cu *beckeri*. Lipsa zonei cu *pseudomutabilis* este probabil numai o lacună a noastră de colectare faunistică.

TITHONIAN INFERIOR
(ORIZONTUL CALCARELOR COMPACTE)

La partea superioară a malmului se întîlnesc calcare vinete-albicioase sau roşii, bine stratificate, din care se citează (28) :

Laevilamellaptychus aporus (Oppel)
Lamellaptychus lamellosus (Parkinson)
Punctaptychus punctatus (Voltz)
Lamellaptychus beyrichi (Oppel)
Subplanites contiguus (Catullo)
Taramelliceras lithographicum (Oppel)
Ptychophylloceras ptychoicum (Quenstedt)
Lytoceras montanum Oppel

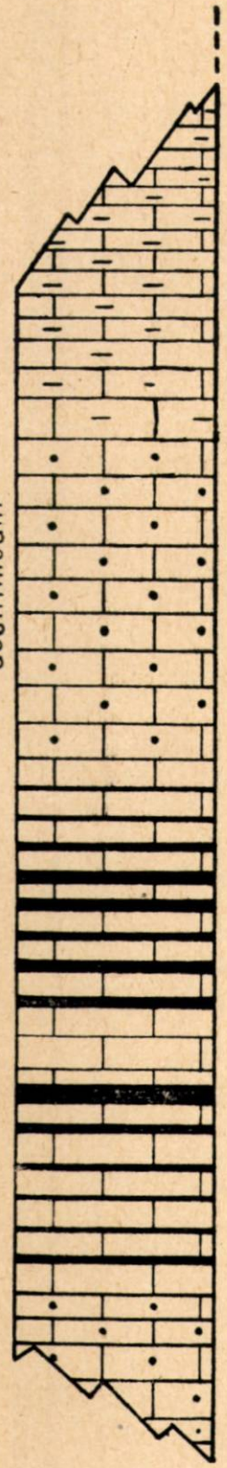
În afară de acestea am putut determina şi formele de :

Haploceras leiosoma (Oppel)
Lithacoceras ulmense (Oppel)
„ *geron* (Zittel)
Lytoceras cf. *sutile* Oppel
Subplanites cf. *elegans* Spath
Virgatosphinctes jurumensis Spath
Calliphylloceras kôchi (Oppel)
Terebratula rupicola Zittel
Sphaerodus gigas Agassiz
Pygope diphya Zittel

precum şi o serie de forme de *aptychus*, ca :

Laevaptychus meneghinii (Zigno)
„ *meneghinii* (Zigno) var. *gigantis* Trauth
„ *latus* (Park.) var. *meyrati* Trauth
„ *latus* (Park.) aff. *uhlandi-seriopora* Trauth
„ *longus* Meyrati
Lamellaptychus murocosta Trauth
„ *lamellosus* (Park.) var. *solenoides* (Rüppell)

COLOANA STRATIGRAFICĂ A JURASICULUI SUPERIOR DE LA SVINIȚA



			Ammoniți	Aptychus
Tithonian inf.		Zona cu ciliata	Pygope diphya Zittel Sphaerodus gigas Agassiz Terebratula rupicola Zittel	Laevaptychus meneghinii Zigno
		Zona cu vimineus	Lytoceras montanum Oppel Lytoceras cf. sutile Oppel	Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. gigantis Trauth Laevaptychus latus (Park.) var. meyrati Trauth
		Zona cu ulmensis-lithograficum	Subplanites cf. elegans Spath Virgatosphinctes jurumensis Spath Haploceras leiosoma (Oppel) Calliphylloceras kôchi (Oppel) Lithacoceras ulmense (Oppel) Lithacoceras geron (Zittel)	Laevaptychus latus (Park.) aff. uhlandi-seriopora Trauth Laevaptychus longus Meyrati Lamellaptychus murocosta Trauth Lamellaptychus lamellossus (Park.) var. solenoides (Rüppell) Lamellaptychus inflexicosta (Park.) var. cincta Trauth Lamellaptychus theodosia Desh. Punctaptychus monsalvensis Trauth
Kimmeridgian	„Strate cu Aspidoceras acanthicum"	Zona cu beckeri	Belemnites beneker Neumayr Hibolites semisulcatus Münster Perisphynctes simoceroides Fontannes Aspidoceras cyclotum Oppel Aspidoceras acanthicum Oppel	Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. rugosa Trauth Laevaptychus latus (Park.) var. uhlandi-taxopora Trauth Laevaptychus latus (Park.) var. taxopora Trauth Laevaptychus obliquus (Quenstedt)
		Zona cu pseudomutabilis	Ptychophylloceras ptychoicum (Quenstedt) Phylloceras saxonicum Neumayr Holcophylloceras polyolcum (Beneke) Taramelliceras cf. compsum (Oppel) Taramelliceras strombecki (Oppel)	Laevaptychus hoplisus (Spath) var. rugocincta-taxopora Trauth Lamellaptychus rectecostatus (Pet.) Trauth Lamellaptychus beyrichi (Opp.) emend Trauth f. typ. Lamellaptychus beyrichi (Oppel) var. fractocosta Trauth Lamellaptychus beyrichi (Opp.) n. var. banathica
		Zona cu tenuilobatus	Katroliceras somalicum Valduga Holcophylloceras mediterraneum (Neumayr) Phylloceras isotypum Beneke Pseudosimoceras herbichi (Hauer)	Lamellaptychus beyrichi (Opp.) var. moravica (Blacche) Lamellaptychus lamellosus (Park.)
Oxfordian		Zona cu bimammatum	Perisphynctes sp.	
		Zona cu transversarium	Perisphinctes sp.	
		Zona cu cordatum	Calliphylloceras manfredi (Oppel)	
Callovian		Zona cu athleta	Macrocephalites macrocephalus var. canizzaroi Gemmellaro Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orbigny) Ptychophylloceras feddeni (Waagen)	
		Zona cu anceps	Subgrossouvria cf. jupiter Lóczy Choffatia subbackeriae (d'Orbigny)	

Lamellaptychus lamellosus (Park.) var. *cincta* Trauth
„ *inflexicosta* (Park.) var. *cincta* Trauth
„ *theodosia* Desh.
Punctaptychus monsalvensis Trauth

Din analiza formelor menționate rezultă că sîntem în prezența zonei cu *Taramelliceras lithographicum* și a zonei cu *Lithacoceras ulmense*. Aceste zone în cuprinsul regiunii alpine, în sud-estul Franței, în Württemberg, la Solenhofen, reprezintă partea inferioară a tithonianului cu cephalopode, deci și în zona Svinița — Svinecea-Mare, tithonianul inferior este prezent prin aceste două zone paleontologice.

DESCRIEREA PALEONTOLOGICĂ *)

Sphaerodus gigas Agassiz

(pl. I, fig. 2 și 2 *a*)

1858 *Lepidotus giganteus* și *Sphaerodus gigas* Quenstedt, Der Jura, p. 780, pl. 96, fig. 1—10.
1870 *Lepidotus maximus* Zittel, Aelt. Tithonbild, p. 140, pl. 5, fig. 1 ; 1877 Favre, Z. a. Amm. acanth., p. 8, pl. I, fig. 1.
1878 *Sphaerobus gigas* Herbich, Das Szeklerland, p. 138, pl. I, fig. 1, a, b.

Numirile de *Sphaerodus gigas* Agassiz și *Lepidotus maximus* Wagner se raportează la aceeași specie, nefiind diferențe între ele. Are prioritate denumirea *Sphaerodus gigas*, dată în 1843 de către L. Agassiz.

Răspîndire. F. Herbich o menționează în calcarele roșii cu *Terebratula janitor* din Hăghimaș și Ghilcoș. F. A. Quenstedt îl dă ca prezent în Jura Albă (zona estică). Apoi în jurasicul superior din Alpii elvețieni (Savoie) și în tithonicul din Carpați (tabloul nr. 1).

Recoltat din calcarele roșii tithonice din Culmea Seliște, Svinița.

Hibolites semisulcatus Münster

(pl. I, fig. 4)

1870 *Belemnites* cf. *semisulcatus* Zittel, Aelt. Tithonbild, p. 148, pl. 25, fig. 5 ;1876 Favre, Foss. terr. oxford, p. 18.
1877 *Belemnites semisulcatus* Favre, Z. a. Amm. acanth., p. 9, pl. I, fig. 3—6.

Rostrum alungit, fusiform, strîmtat către baza alveolei, lărgindu-se puțin către mijloc ; spre vîrf se diminuează, formînd un spin alungit și ascuțit. Șanț vertical profund, care merge pînă în punctul unde rostrumul începe să se subțieze.

Răspîndire. Oxfordianul din Alpi în stratele *Aspidoceras acanthicum*, tithonicul inferior din regiunea mediteraneană, Carpații Orientali la Ghilcoș.

Colectat din calcarele noduloase superioare roșii cu *Aspidoceras acanthicum* din Culmea Seliște, Svinița.

*) Toate figurile sînt redate în mărime naturală. Toată fauna de ammoniți și *aptychus* descrisă sau figurată, se găsește în colecția de Geologia R.P.R. de la catedra de geologie, a Facultății de geologie și geografie a Universității „C. I. Parhon" din București.

Belemnites beneckei Neumayr

(pl. I, fig. 3 şi 3 *a*)

1873 *Belemnites beneckei* Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth., p. 156, pl. XXXI, fig. 1, a, b, c.

Partea inferioară se alungeşte brusc printr-un spin ascuţit. Şanţ vertical strîmt, adînc şi alungit pînă la 2/3 din lungimea rostrumului.

Răspîndire. Calcarele roşii cu *Aspidoceras acanthicum* de la Ghilcoş.

Recoltat din calcarele roşii noduloase superioare din Culmea Seliştе, Svinița.

Terebratula rupicola Zittel

(pl. I, fig. 1)

1870 *Terebratula rupicola* Zittel, Aelt. Tithonbild, p. 252, pl. 38, fig. 1 şi 2.
1876 *Terebratula* cf. *rupicola* Favre, Terr. oxf., p. 66, pl. VII, fig. 5.

Trunchiată în regiunea frontală. Valva dorsală uşor convexă cu o depresiune în mijloc. Comisuri ascuţite, cea frontală foarte sinuoasă.

Răspîndire. Tithonicul inferior din provincia mediteraneană, în „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" din Alpii de nord (St. Agatha).

Recoltat din calcarele roşii tithonice din Culmea Seliştе, Svinița.

Phylloceras isotypum Benecke

(pl. I, fig. 5, 5 *a* şi 5 *b*)

1871 *Phylloceras isotypum* Neumayr, Phylloceraten, p. 314, pl. 13, fig. 3; 1873 Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth., p. 518 (3).
1875 *Ammonites isotypus* Favre, Foss. d. Voirons, p. 17, pl. II, fig. 1—7.
1878 *Phylloceras isotypum* Herbich, Das Szeklerland, p. 140, pl. II, fig. 1, a.
1910 *Phylloceras* cf. *isotypum* Lemoine, Amm. jurass. d'Analalava, p. 139 (3), pl. I, fig. 7, a, b.

Diametrul maxim	80 mm, 65 mm
Înălţimea spirei[1])	0,56, 0,55
Grosimea spirei	0,48?, 0,38?
Lărgimea ombilicului	0,12?, 0,10

Flancuri bombate. Regiunea externă largă şi rotunjită. Secţiunea spirei înaltă, ovală. Linia suturală cu lobi şi sele de egală înălţime şi lăţime. Sela externă prost conservată. Prima selă laterală divizată în două, cu ramura internă subîmpărţită formînd o foliolă mare şi alta mică. A doua selă laterală prost conservată. Lobii trifilitici, primul lob lateral mai larg decît ceilalţi. Înfăţişarea liniei suturale îl apropie de exemplarul figurat de M. Neumayr (22). Dimensiunile şi forma cochiliei îl apropie de forma lui F. Herbich (15).

---

[1]) Înălţimea, grosimea spirei şi lărgimea ombilicului sînt date în raport cu diametrul cochiliei.

Răspîndire. Partea inferioară a „stratelor cu *Aspidoceras acanthicum*" din : Alpii de sud, Alpii de nord, Sicilia, Carpații Orientali, la Ghilcoș și Ciofranca.

Recoltat din calcarele roșii, noduloase, superioare de la Svinița.

PHYLLOCERAS SAXONICUM (Neumayr)

1871 *Phylloceras saxonicum* Neumayr, Phylloceraten, p. 315, pl. XIV, fig. 1—2 ; 1873 Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth., p. 158.
1876 *Ammonites (Phylloceras) saxonicus* Favre,Ter. oxf., p. 31, pl. II, fig. 8.

Diametru maxim	68 mm
Înălțimea spirei	0,58
Grosimea spirei	0,26
Lărgimea ombilicului	nul

Flancuri înalte și larg boltite. Deschiderea cochiliei mai mult înaltă decît lată.

Linia lobară prezintă un lob ventral mult mai scurt decît primul lob lateral. Sela externă divizată în patru foi mici, prima selă laterală difilitică. Primul lob lateral adînc tăiat și destul de lat. Distanța între sele este mică. Se deosebește de *Phylloceras manfredi* prin mărimea primului lob și prin aceea că lobii sînt mai adînc tăiați.

Răspîndire. „Stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" din Alpii de nord a St. Agatha, Campo Rovere ; în Carpații nordici la Czorstiner, în Carpații Orientali la Ghilcoș și Ciofranca.

Recoltat din calcarele roșii cu *Aspidoceras acanthicum* de la Svinița.

Ptychophylloceras ptychoicum (Quenstedt)

(pl. II, fig. 7 și 7 *a*)

1846 *Ammonites ptychoicus* Quenstedt, Cephalopoden, p. 219, pl. 17, fig. 12.
1870 *Phylloceras ptychoicum* Zittel, Untertith., p. 35, pl. 25 (1), fig. 11—13 ; 1871 Neumayr, Phylloceraten, p. 326, pl. XVI, fig. 10 ; 1873 Neumayr, Schicht m. Asp.acanth., p. 158 (18) ; 1879 Favre, Terr. oxf., p. 22, pl. II, fig. 4—6 ; 1890 Toucas, Tith. de l'Ardèche, p. 575, 592, pl. XV, fig. 4, pl. XIII, fig. 3.

Diametrul maxim	85 mm
Înălțimea spirei	0,68
Grosimea spirei	0,30
Lărgimea ombilicului	0,12

Flancurile boltite larg. Regiunea externă largă, cu o serie de burleți, subțiri, bine evidențiați (circa 10 la număr) care încep cu puțin înaintea camerei de locuit.

Forma și dimensiunile cochiliei apropiate de cele ale exemplarului figurat de E. Favre (10), dar mai ales poziția, forma și numărul burleților îl apropie pînă la identitate de exemplarul figurat și descris de A. Toucas (35).

Răspîndire. Tithonicul inferior și superior din Alpi, Apeninii centrali, Rogoznik, Stramberg, Ardèche, Pouzin, Sicilia, Algeria, apoi în Alpii de

sud (Tirolul de sud, lacul Garda) şi Alpii de nord (Saltzkammergutt la St. Agatha), se citează din partea superioară a „stratelor cu *Aspidoceras acanthicum*".

Recoltat din calcarele roşii tithonice de la Svinița.

Ptychophylloceras feddeni (Waagen)

(pl. II, fig. 8, 8 *a* şi 8 *b*)

1910 *Phylloceras Feddeni* Lemoine, Amm. de Pal., p. 6 (142), pl. I, fig. 5, a, b.

Diametrul maxim	51 mm
Înălțimea spirei	0,56
Grosimea spirei	0,54
Lărgimea ombilicului	0,13

Partea externă larg boltită. Deschiderea cochiliei este cu foarte puțin mai înaltă decît largă. Sela externă şi prima selă laterală tetrafilitice: foliolele principale dublate prin două filete secundare. A doua selă laterală difilitică. Prima selă auxiliară trifilitică. Lobul ventral împărțit în două de o mică selă sifonală. Lobii trifilitici. În ansamblu, selele sînt mai zvelte, iar lobii mai robuşti.

Prin grosimea mare a ultimului tur de spiră îl apropiem de exemplarul lui W. Waagen. Forma noastră nu păstrează burleți cum apar pe exemplarul figurat de P. Lemoine (20). Față de *Ptychophylloceras ptychoicum* la aceleaşi diametre, exemplarul nostru are spira mai umflată.

Răspîndire. Malmul inferior al provinciei mediteraneene.

Recoltat din calcarele noduloase inferioare ale callovianului superior de la Svinița.

Holcophylloceras mediterraneum (Neumayr)

(pl. I, fig. 6)

1852 *Ammonites Zignodianus* Kudernatsch, Swinitza, p. 8.
1870 *Phylloceras Zignodianum* Zittel, Unter tithon., p. 40, pl. I, fig. 15.
1871 *Phylloceras mediterraneum* Neumayr, Phylloceraten, p. 340, pl. 17, fig. 2—5.
1876 *Ammonites mediterraneus* Favre, Foss. Voirons, p. 33, pl. 11, fig. 12.
1910 *Phylloceras mediterraneum* Neum. var. *indica* Lemoine, Amm. juras. d'Analalava, p. 139, pl. I, fig. 1.
1938 *Calliphylloceras* (*Holcophylloceras*) *mediterraneum* Neumayr, in Roman, pl. 22, fig. 15.
1954 *Calliphylloceras* (*Holcophylloceras*) *zignoi* Ksiazkiewicz, Fauna Bachowič, p. 188, pl. XXI, fig. 1.
1957 *Holcophylloceras mediterraneum* Himşiaşvili, Fauna Gruzii, p. 33, pl. IV, fig. 8—10.

Diametrul maxim	42 mm,	43 mm
Înălțimea spirei	0,50,	0,51
Grosimea spirei	0,25,	0,25
Lărgimea ombilicului	0,14,	0,16

Exemplarele mici concordă întocmai cu cele din calcarele oolitice feruginoase ale bathonianului superior — callovianului inferior, iar linia lobară este perfect asemănătoare celei figurate de M. Neumayr (22) şi K. A. Zittel (41) prin prima selă laterală net trifilitică. Din exem-

plarele cercetate de noi nu am găsit nici unul care să aibă prima selă laterală difilitică, așa cum a dat-o d'Orbigny pentru specia *Zignoanum*. Atît exemplarul figurat de M. Ksiazkiewicz (21), cît și formele noastre au prima selă laterală trifilitică.

Răspîndire. Foarte răspîndit pe verticală, din „stratele de Klaus" pînă în tithon. Citat în : Alpii bernezi, Alpii fribourgeoise, în valea Briel la Saltzkammergutt, Alpii nordici la St. Agatha, în calcarele oxfordiene în zona cu *Cardioceras cordatum* de la Czetechowitz, în „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*", în tithonul inferior din Carpații nordici, Spania, Elveția, sudul Franței, Madagascar, în Carpații Orientali, în Bucegi.

Recoltat din calcarele jurasicului superior de la Svinița.

Holchophylloceras polyolcum (Benecke)

(pl. V, fig. 14 *a* și 14 *b*)

1871 *Phylloceras polyolcum* Neumayr, Phylloceraten, p. 341, pl. XVII, fig. 6; 1873 Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth. p. 159; 1878 Herbich, Das Szeklerland, p. 144, pl. II, fig. 2, a, b.

Diametrul maxim	88 mm
Înălțimea spirei	0,52
Grosimea spirei	0,31
Lărgimea ombilicului	0,15

Are un număr de 7 șanțuri, care se observă bine pe partea ventrală, unde au maximum de adîncime. Linia lobară este asemănătoare celei figurate de M. Neumayr (23) mai precis, prima selă laterală net trifilitică. Deoarece după E. Benecke la un diametru de 100 mm trebuie să aibă 11—12 șanțuri, iar după F. Herbich la 93 mm diametru se găsesc 9 șanțuri pe turul de spiră, conchidem că numărul șanțurilor crește progresiv cu mărimea diametrului spirei.

Răspîndire. Calcarele roșii cu *Aspidoceras acanthicum* de la Ciofranca (Carpații Orientali), Carpații nordici la Czorstiner, Alpii sudici la Trient, Madonna del Monte, Sella, Brentonico, Lacul Garda, Roveredo; Alpii nordici la Saltzkammergutt, lîngă St. Agatha.

Recoltat din calcarele cu *Aspidoceras acanthicum*, Culmea Selişte, Svinița.

Calliphylloceras manfredi (Oppel)

(pl. IV, fig. 12, 12 *a* și 12 *b*)

1871 *Phylloceras manfredi* Neumayr, Phylloceraten, p. 333, pl. XIV, fig. 8 b; 1875 Favre, Foss. Voirons, p. 18, pl. I, fig. 7—8; 1876 Favre, Terr. ox. p. 31, pl. II, fig. 7—8.

1956 *Calliphylloceras manfredi* Ksiazkiewicz, Fauna Bachowič, p. 189, pl. X și XXII, fig. 8.

Diametrul maxim	60 mm
Înălțimea spirei	0,55
Grosimea spirei	0,33?
Lărgimea ombilicului	0,05?

Prezintă 4—5 şanţuri superficiale, drepte, iar pe partea externă puţin îndreptate înainte. Către ombilic sînt mai adînci, mai înguste, iar către partea externă sînt mai largi şi superficiale. Deschiderea cochiliei este mai mult înaltă decît largă. Linia suturală se aseamănă pînă la identitate cu cea descrisă şi figurată de M. Neumayr (22).

Răspîndire. Zona cu *Gregoryceras transversarium* Qu. de la Birmensdorf (Jura Europei de mijloc); zona cu *Cardioceras cordatum* Sow. de la Czetechowitz (Carpaţii nordici).

Recoltat din calcarele cenuşii-verzui oxfordiene de la Svinița.

Calliphylloceras kôchi (Oppel)

(pl. IV, fig. 13)

1871 *Phylloceras kôchi* Neumayr, Phylloceraten, p. 337, pl. XV, fig. 4; 1938 Neumayr, in Roman. Amm jur. et crèt., p. 19

Diametrul maxim	116 mm
Înălţimea spirei	0,64
Grosimea spirei	0,30
Lărgimea ombilicului	nul

Regiunea externă rotunjită. Înălţimea spirei întrece cu mult grosimea ei. Linia lobară asemănătoare celei figurate de M. Neumayr (22). Are un număr mare de lobi şi sele adînc tăiate. Primul lob lateral adînc tăiat şi asimetric, prima selă laterală trifilitică, a doua selă laterală şi prima selă auxiliară difilitică.

Răspîndire. Faciesul cu cephalopode al jurasicului superior din provincia mediteraneană.

Recoltat din calcarele roşii tithonice de la Svinița.

Sowerbyceras tortisulcatum (d' Orbigny)

(pl. V, fig. 15, 15 *a*, 15 *b* şi 15 *c*)

1871 *Phylloceras tortisulcatum* Neumayr, Phylloceraten, p. 345, pl. XVII, fig. 9 şi 10; 1873 Neumayr, Scht. m. Asp. acanth., p. 160 (20); 1878 Herbich, Das Szeklerland, p. 145, pl. III, fig. 3.

1956 *Sowerbyceras tortisulcatum* Ksiazkiewicz, Fauna Bachowič, p. 190, pl. XXI, fig. 2.

Diametrul maxim	83 mm,	63 mm,	61 mm,	60 mm,	54 mm,	51 mm,	31 mm
Înălţimea spirei	0,54,	0,47,	0,42?,	0,41,	0,51,	0,50,	0,48
Grosimea spirei	0,43,	0,41,	?,	?,	?,	?,	?
Lărgimea ombilicului	0,23,	0,20,	0,21,	0,21,	0,24,	0,25,	0,25

Regiunea ventrală larg boltită. Deschiderea cochiliei este cu puţin mai înaltă decît lată. Pe mulajul intern se văd 3 şanţuri caracteristice în zig-zag. Lobi şi sele de egală dezvoltare. Cele 8 exemplare examinate, atît prin caracterul ornamentaţiei, cît şi prin linia suturală se identifică cu formele figurate şi descrise de M. Neumayr (22), F. Herbich (15), M. Ksiazkiewicz (21) etc.

Răspîndire. Regiunea mediteraneană în „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*". Apoi în zona cu *Cardioceras cordatum* de la Czetechowitz (Carpații nordici) și pînă în tithonian.

Recoltat din calcarele cu *Aspidoceras acanthicum*, Culmea Selişte, Svinița.

Lytoceras montanum Oppel

(pl. XI, fig. 40)

1873 *Lytoceras* cf. *montanum* Neumayr, Scht. m. Asp. acanth., p. 161 (21).
1890 *Lytoceras montanum* Zittel, Aelt. Tithonbild., p. 45, pl. II, fig. 3—4.

Diametrul maxim	86 mm
Înălțimea spirei	0,31
Grosimea spirei	0,29?
Lărgimea ombilicului	0,50

Flancuri rotunjite egal. Secțiunea spirei mai mult înaltă decît largă. Linia suturală compusă din 4 lobi și 4 sele. Lobul ventral este cu mult mai scurt decît lobul extern și aproape de mărimea primului lob lateral. Prin forma cochiliei, modul de înrulare al spirei și prin linia suturală se deosebește net de *Lytoceras liebigi* și *Lytoceras* cf. *sutile*.

Răspîndire. Tithonicul inferior de la Bretonico (Alpii de sud), precum și în tithonicul de la Rogoznik, Apeninii centrali și Alpii de nord, la St. Agatha.

Recoltat din calcarele roșii tithonice de la Svinița.

Lytoceras cf. sutile Oppel

(pl. VII, fig. 20)

1890 *Lythoceras sutile* Toucas, Couch, tith., p. 574, pl. VIII, fig. 1.

Cochilie cu contur oval. Ultimul tur este bine dezvoltat.

Răspîndire. Tithonicul inferior din Alpii tirolezi, Apenini, tithonul superior de la Stramberg și Alpii fribourgeoise (Savoie).

Recoltat din calcarele roșii, tithonice de la Svinița.

Haploceras leiosoma (Oppel)

(pl. VI, fig. 16)

1953 *Haploceras leiosoma* Slavin, Titon-Valang, cu ammoniți din Carpați, p. 55, pl. III, fig. 1—3.

Pereți ombilicali în formă de pîlnie. Se identifică cu forma figurată și descrisă de V. I. Slavin (34). Prezintă unele afinități cu *Neolissoceras grasi* d'Orb., însă pereții deschiderii cochiliei nu sînt atît de paraleli.

Răspîndire. Nivelul de la Stramberg (Silezia); tithonicul inferior din Carpați.

Recoltat din calcarele roșii tithonice de la Svinița.

Taramelliceras cf. compsum (Oppel)

(pl. III, fig. 11 şi 11 *a*)

1879 *Oppelia franciscana* Fontannes, Crussol, t. VI, p. 41, fig. 1.
1956 *Taramelliceras* (*Tar.*) *compsum* Hölder, Gatt. Taramell., p. 110—111.

Diametrul maxim	89 mm
Înălţimea spirei	0,58
Grosimea spirei	0,28
Lărgimea ombilicului	0,11

Turtire simetrică a flancurilor, iar partea externă îngustată. Pe flancuri, la baza deschiderii cochiliei, se pun în evidenţă unele coaste, între care se intercalează cîte un mic nod. O alăturăm exemplarului descris şi figurat de F. Fontannes (13).

Răspîndire. Alpii de sud, de nord, în Carpaţi, în zona cu *tenuilobatum.*

Recoltat din calcarele roşii cu *Aspidoceras acanthicum* de la Svinița.

Taramelliceras strombecki (Oppel)

(pl. III, fig. 10, 10 *a* şi 10 *b*)

1955 *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) *strombecki* Hölder, Gattung Taramell., p. 135, pl. 138, fig. 157, 159, 161.

Dimensiunile şi linia lobară mult asemănătoare formei tip. Noduri marginale bine pronunţate, dispuse relativ apropiat. H. Hölder (17) menţionează că distanţa între nodurile marginale se schimbă de la exemplar la exemplar. Specia noastră prezintă afinităţi şi cu *Taramelliceras nodosiusculum* (Fontannes) prin evidenţierea mai mare a nodurilor, însă aceasta are diametrul cochiliei mult mai mare.

Răspîndire. Kimeridgianul mediu şi superior la partea superioară a zonei cu *Streblites tenuilobatus.* F. Fontannes (13) citează această formă în zona cu *Streblites tenuilobatus* din Europa centrală. Mai este citată atît la Salzkammergutt şi St. Agatha (Alpii nordici), cît şi în Carpaţii Orientali, la Ghilcoş.

Recoltat din calcarele noduloase roşii superioare de la Svinița.

Macrocephalites macrocephalus var. canizzaroi Gemmellaro

(pl. VI, fig. 17)

1932 *Macrocephalites macrocephales* var. *canizzaroi* Corroy, Bass. de Paris, p. 108, pl. VIII, fig. 5.
1957 *Macrocephalites macrocephales* var. *canizzaroi* Himşiaşvili, Fauna Gruzii, p. 60, pl. IX, fig. 3—4.

Cochilia ornamentată cu coaste dese subţiri care încep din regiunea ombilicală, se îndreaptă uşor înapoi, fac o flexură şi apoi au direcţia radiară.

Aproximativ în limitele treimii inferioare a spirei se împart frecvent în două, rar în trei ramuri. Se apropie în mare măsură de exemplarul figurat de G. Corroy (8), N. G. Himșiașvili (16) cu deosebirea că față de primul, coastele dicotomice sînt mult mai dese, iar față de-al doilea numărul general al coastelor este mai redus. De *Macrocephalites macrocephalus* se deosebește prin alura pe care o au coastele (adică mai flexuoase) și prin ombilicul care este ceva mai larg. De *Macrocephalites subcompresus* Waagen se deosebește prin numărul redus de coaste trifurcate.

Răspîndire. Callovianul inferior din provincia maditeraneană : Alpi, Carpați, Caucaz, India.

Recoltat în calcarele cenușii-verzui ale callovianului superior de la Svinița.

Subgrossouvria cf. **jupiter** Lóczy

(pl. VI, fig. 19 și 19 *a*)

1919 *Perisphinctes Jupiter* Lóczy, Villany, p. 404, fig. 121, în text.

Prin coastele foarte proeminente de pe ultimul tur de spiră — ca niște noduri alungite — și împărțite în cîte 4—5 coaste secundare, și prin secțiunea trapezoidală a spirei se apropie în cea mai mare măsură de forma descrisă de J. Lóczy din callovianul de la Villany.

Recoltat din callovianul mediu de la Svinița.

Choffatia subbackeriae (d'Orbigny)

(pl. XI, fig. 39)

1932 *Perisphinctes subbackeriae* Corroy, Bass. Paris, p. 135, pl. XIX, fig. 3—6.

Diametrul maxim	93 mm,	88 mm
Înălțimea spirei	0,37,	0,35
Grosimea spirei	?	0,29
Lărgimea ombilicului	0,40,	0,42

Cochilie mai înaltă decît largă, rotunjită la partea exterioară. Coaste puternice și dese pe tururile interne și bine marcate și mai mari pe ultimul tur de spiră unde apar ca niște noduri alungite și diminuate mult către mijlocul flancului. La 2/3 din înălțimea spirei, coastele principale se împart în 4—5 coaste mai subțiri care trec fără întrerupere peste partea ventrală. În raport cu dimensiunile date, exemplarul nostru are ultimul tur mai înalt, ceva mai gros și lărgimea ombilicului mai mică.

Răspîndire. Bathonianul superior și callovianul inferior din provincia mediteraneană.

Recoltat din calcarele roșii ale callovianului inferior de pe valea Saraorschi, Svinița.

Perisphinctes simoceroides Fontannes
(pl. IX, fig. 29)

1879 *Perisphinctes simoceroides* Fontannes, Crussol, p. 62, pl. IX, fig. 5.

Diametrul maxim	75 mm
Înălţimea spirei	0,32
Grosimea spirei	0,21
Lărgimea ombilicului	0,46

Comprimat lateral. Regiunea externă îngustă şi rotunjită. Ombilic relativ larg, în scări. Coaste ombilicale principale, circa 40 pe un tur de spiră, bifurcate sau trifurcate în coaste secundare, fine, ramificarea făcîndu-se la 1/2 din înălţimea flancului. Sînt îndreptate uşor înainte şi trec neîntrerupt peste partea ventrală. Pe un tur de spiră sînt 2—3 constricţii, paralele cu coastele. Linia suturală fin decupată; nu se observă lobul ventral, prima selă laterală terminată în părţi cu soţ. Lobul extern divizat în trei ramuri principale prin două filete aproape egale ca înălţime. Este evidentă asemănarea cu exemplarul figurat şi descris de F. Fontannes (13), însă exemplarul nostru are ombilicul ceva mai mic şi înălţimea spirei cu foarte puţin mai mare.

Răspîndire. Este citat în stratele superioare de la Crussol.

Recoltat din calcarele roşii noduloase superioare din Culmea Seliştei, Svinița.

Lithacoceras ulmense (Oppel)
(pl. X, fig. 33)

1873 *Perisphinctes ulmensis* Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth., p. 181 (41).
1899 *Lithacoceras ulmensis* Siemiradski, Ammonitengatt. Perisph, p. 282.
1938 *Lithacoceras ulmense* Oppel, in Roman, Amm. jurass. et crét., p. 282, pl. XXVII, fig. 264.

Diametrul maxim	116 mm
Înălţimea spirei	0,34
Grosimea spirei	?
Lărgimea ombilicului	0,43

Formă mare, aplatisată, cu striuri foarte dese, spira comprimată lateral. Spirele interne sînt acoperite de un număr mare de striuri radiare, care se bifurcă regulat în coaste secundare, ascuţite, cu o înclinaţie mică înainte, trecînd neîntrerupt peste partea externă. Secţiunea spirei alungită, flancuri paralele. Linia suturală numai în parte conservată.

Răspîndire. În stratele cu *Terebratula janitor* de la Ghilcoş şi Ciofranca (Carpaţii Orientali), la Ulm (Würtemberg), Solenhofen (Bavaria) şi Alpi, caracterizînd tithonianul inferior.

Recoltat din calcarele roşii tithonice de la Svinița.

Lithacoceras geron (Zittel)

(pl. VIII, fig. 24)

1870 *Perisphinctes geron* Zittel, Aelt. Tithonbild., p. 112, pl. XXXV, fig. 3 a. b, c.

Ombilic larg, deschiderea cochiliei mult mai înaltă decît lată. Striuri ascuțite, egale, dese, care la 2/3 din înălțimea spirei se bifurcă, trecînd neîntrerupt peste partea ventrală.

Răspîndire. Tithonicul cu cephalopode din regiunea alpină.

Recoltat din calcarele roșii, tithonice, de la Svinița.

Virgatosphinctes jurumensis Spath

(pl. VII, fig. 21)

1938 *Virgatosphinctes* (*Torquatisphinctes*) *jurumensis* Spath, în Roman., Amm. jur. et crèt., p. 283, pl. XXVI, fig. 268.

Diametrul maxim	54 mm
Înălțimea spirei	0,27
Grosimea spirei	0,27
Lărgimea ombilicului	0,55

Cochilie cu 5—6 ture de spiră. Prezintă coaste principale dese și coaste secundare bifurcate; pe ultimul tur se găsesc și coaste trifurcate. Se aseamănă mult cu *Planites triplex*, diferența constînd numai în secțiunea spirei și în numărul mai mare de coaste trifurcate.

Răspîndire. Malmul superior din provincia mediteraneană.

Recoltat din calcarele roșii de la Svinița.

Subplanites cf. elegans Spath

(pl. VIII, fig. 25)

1942 *Subplanites* cf. *elegans* Spath, în Venzo Cephalopodi giur. hararini, p. 43, pl. 5, fig. 1 a, b; 2 a, b; 3 și 4.

Prin ornamentație și gradul de creștere al spirei se apropie de această specie.

Răspîndire. Kimeridgianul mediu din India și kimeridgianul inferior din Hararino.

Recoltat din calcarele roșii din Culmea Selište, Svinița.

Katroliceras somalicum Valduga

(pl. VI, fig. 18)

1952—1953 *Katroliceras somalicum* Valduga, Amm. et Apt. dell'Ogaden, p. 18, pl. IV, fig. 1 a—c.

Diametrul maxim	80 mm
Înălțimea spirei	0,27
Grosimea spirei	0,28
Lărgimea ombilicului	0,55

Secţiunea pătratic-rotunjită, regiunea ventrală larg boltită. Coaste proeminente bifurcate, între care — pe turul extern — se intercalează, fără o regulă anume, una sau două coaste simple. Bifurcaţia se face la 2/3 din înălţimea spirei, trecînd neîntrerupt peste partea ventrală. O consstricţie mărginită de două coaste bifurcate. Secţiunea unei coaste este triunghiulară, iar spaţiul intercostal rotunjit. Morfologic se aseamănă cu exemplarul figurat şi descris de A. Valduga (39), cu deosebirea că forma noastră are o lărgime a ombilicului mai mare şi prezintă două strangulaţii mărginite de două coaste bifurcate, pe care Valduga nu le menţionează.

Răspîndire. Malmul din provincia mediteraneană: Alpi, Carpaţi, India.

Recoltat din calcarele roşii, noduloase, superioare de la Svinița.

Aspidoceras acanthicum Oppel

(pl. IX, fig. 28)

1872 *Aspidoceras acanthicum* Gemmellaro, Fauna giuresi, p. 41, pl. VII, fig. 8, 9.

Tururi groase, bombate, regiunea externă rotundă şi largă, cu secţiunea spirei aproape cuadrangulară, puţin mai înaltă decît largă. Linia lobară formează lobi largi şi puţin ramificaţi. Primul lob lateral este puţin mai lung decît cel sifonal şi divizat în 3 ramuri. Selele sînt înalte şi bipartite.

Răspîndire. Provincia mediteraneană, în Alpii nordici (Salzkammergutt la St. Agatha), în Alpii sudici (Trient, Roveredo, Lacul Garda, Tirolul de sud), Sicilia, în Carpaţii nordici şi în Carpaţii Orientali, la Ghilcoş.

Recoltat din „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" de la Svinița.

Aspidoceras cyclotum Oppel

(pl. II, fig. 9, 9 *a* şi 9 *b*)

1870 *Aspidoceras cyclotum* Zittel, Aelt. Tithonbild., p. 201, pl. XX, fig. 2—5; 1873 Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth., p. 200; 1878 Herbich, Das Szekler., p. 178, pl. XX, fig. 2 a, b.

Diametrul maxim	21 mm
Înălţimea spirei	0,66
Grosimea spirei	0,66
Lărgimea ombilicului	nul

Formă foarte globuloasă, puternic involută, flancuri bombate, regiunea externă larg boltită. Înălţimea spirei depăşită de lăţime. Linia suturală mult asemănătoare celei figurate de K. A. Zittel, cu lobi şi sele de aceeaşi mărime şi lăţime, mărunt zimţată.

Răspîndire. La Ciofranca în calcarele roşii şi la Ghilcoş în stratele cu *Terebratula janitor* (15). În Alpii de sud (Trient, Roveredo, Lacul Garda), în Tirolul de sud, în stratele cu *diphya*, în klippele carpatice şi în Bavaria,

Recoltat din calcarele roşii, noduloase, superioare, ale Culmii Seliște Svinița.

Pseudosimoceras herbichi (Hauer)

1873 *Simoceras herbichi* Neumayr, Schicht. m. Asp. acanth., p. 186, pl. 40, fig. 1,2.
1877 *Ammonites (Simoceras) Herbichi* Favre, Z. a Amm. acanth, p. 55, pl. VI, fig. 2 ; pl. VII, fig. 3.
1879 *Perisphinctes herbichi* Fontannes, Crussol, p. 83, fig. 11.

Ture numeroase, strîmte, regiunea externă rotunjită. Deschidere mai înaltă decît lată. Ombilicul mare, superficial. Coaste radiare, simple, îndreptate către deschidere, circa 50 pe ultimul tur; ating grosimea cea mai mare pe marginea regiunii externe. Exemplarul nostru seamănă în mare măsură cu cel figurat şi descris de F. Fontannes (13) la Crussol.

Răspîndire. Partea inferioară a „stratelor cu *Aspidoceras acanthicum*" din provincia mediteraneană : Alpi şi Carpaţi.

Recoltat din calcarele noduloase, roşii, valea Saraorschi—Svinița.

★

FORMELE DE APTYCHUS

În afară de exemplarele de *aptychus* figurate şi descrise într-o lucrare anterioară (29), diversitatea formelor acestora ne-a determinat să completăm prezenta lucrare cu încă o serie de specii care însoţesc calcarele cu ammoniţi de la Svinița.

Din examinarea formelor este evidentă preponderenţa speciilor de *aptychus* calcaroşi de tipul *Laevaptychus* şi *Lamellaptychus* cu numeroase exemplare din acelaşi tip. Abundenţa acestora în întreg malmul, dar mai ales în orizontul calcarelor noduloase, roşii, superioare, ale stratelor cu *Aspidoceras acanthicum* şi tithonianul inferior este evidentă.

Laevaptychus meneghinii (Zingo)

(pl. X, fig. 38)

1931 *Levaptychus meneghinii* (Zigno), in Trauth. Aptychenstudien, p. 38, pl. C (p. 130), fig. 5—6.

Lungimea	56 mm, 47 mm
Lăţimea	49 mm, 42 mm
$\frac{l}{L}$ [1]	0,87, 0,89

Seamănă pînă la identitate cu forma figurată şi descrisă de Fr. Trauth (36).

Răspîndire. Din oxfordianul superior pînă în tithonian din provincia alpino-mediteraneană şi Würtemberg (tabloul nr. 2).

Recoltat din calcarele roşii, Culmea Selişte, Svinița.

---

[1]) $\frac{l}{L}$ = raportul dintre lungime şi lăţime

Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. gigantis Trauth

(pl. IX, fig. 32)

1931 *Laevaptychus meneghinii* (Zigno) var. *gigantis* (Menegh.), în Trauth. Aptychenstudien, p. 89, pl. I, fig. 12.

Lungimea	46 mm
Lăţimea	40 mm
$\frac{l}{L}$	0,86

Robust, foarte lat, faţetă laterală şi simfizală groasă. Suprafaţa convexă, cu numeroşi pori. Seamănă pînă la identitate cu forma figurată şi descrisă de Fr. Trauth (36).

Răspîndire. Malmul din provincia mediteraneană.

Recoltat din calcarele roşii din Culmea Seliţte, Svinița.

Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. rugosa Trauth

(pl. IX, fig. 31)

1931 *Laevaptychus meneghinii* (Zigno) var. *rugosa* Trauth, Aptychenstudien, p. 86, pl. C, fig. 7; pl. I, fig. 9, 10.

Formă mare, convexă, cu numeroşi pori mici. Seamănă în mare măsură cu forma figurată şi descrisă de Fr. Trauth (36).

Răspîndire. Malmul mediu şi superior de la Würtemberg.

Recoltat din „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" de la Svinița.

Laevaptychus latus (Park.) var. meyrati Trauth

(pl. IX, fig. 30)

1931 *Laevaptychus latus* (Park.) var. *meyrati* Trauth, Aptychenstudien, p. 75, pl. I, fig. 4.

Lungimea	41 mm,	40 mm,	39 mm,	33 mm
Lăţimea	35 mm,	32 mm,	31 mm,	26 mm
$\frac{l}{L}$	0,85,	0,80,	0,79,	0,78

Forme identice cu cele descrise de Fr. Trauth (36) pentru această varietate.

Răspîndire. Malmul regiunii alpine şi Europei centrale — Würtemberg, Solenhofen.

Recoltat din calcarele roşii din Culmea Seliţte, Svinița.

Laevaptychus latus (Park.) var. uhlandi-taxopora (Trauth)

(pl. XI, fig. 42)

1931 *Laevaptychus latus* (Park.) var. *uhlandi-taxopora* Trauth, Aptychenstudien, p. 82, pl. I, fig. 8.

Lungimea	47 mm
Lăţimea	37 mm
$\frac{l}{L}$	0,78

Convex, fațetă laterală groasă, asemănătoare celei figurate și descrise de Fr. Trauth (36).

Răspîndire. Malmul (γ) de la Würtemberg.

Recoltat din calcarele noduloase, roșii, superioare cu *Aspidoceras acanthicum* de la Svinița.

Laevaptychus latus (Park.) var. **taxopora** Trauth

(pl. VIII, fig. 26)

1931 *Laevaptychus latus* (Park.) var. *taxopora* Trauth, Aptychenstudien, p. 79, pl. I, fig. 6; 1958 Andelkovič, Fauna cu aptychus de la Greben, p. 33, pl. I, fig. 4, 8.

Formă alungită, groasă, cu numeroși pori. Apropiată pînă la identitate de forma figurată și descrisă de Fr. Trauth (36) și M. Z. Andelkovič (1).

Răspîndire. Din oxfordian pînă în tithonianul regiunii alpine, kimeridgianul de la Greben (R. P. F. Iugoslavia).

Recoltat din „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" de la Svinița.

Laevaptychus latus (Park.) aff. **uhlandi-seriopora** Trauth

(pl. XI, fig. 43)

1931 *Laevaptychus latus* (Park.) var. *uhlandi-seriopora* Trauth, Aptychenstudien, p. 82, pl. 1, fig. 7.

Formă foarte apropiată de cea descrisă și figurată de Fr. Trauth (36).

Răspîndire. Malmul de la Solenhofen.

Recoltat din calcarele roșii de la Svinița.

Laevaptychus obliquus (Quesntedt)

(pl. VIII, fig. 27)

1931 *Laevaptychus obliquus* Quenstedt, în Trauth, Aptychenstudien, p. 101, pl. B, 16.

Lungimea 35 mm, 34 mm
Lățimea 35 mm, 34 mm
Distanța umbone — vîrful terminal 47 mm, 48 mm

Prin raportul dimensiunilor și morfologie se aseamănă pînă la identitate cu specia *obliguus* (Quenstedt).

Răspîndire. Stratele cu *Aspidoceras acanthicum*, tithonicul din Alpii elveției (Fraiburg), putînd trece și în neocomianul inferior, tithonul de la Rogoznik (Carpații nordici).

Recoltat din calcarele roșii, noduloase superioare de la Svinița.

Laevaptychus longus Meyrati

(pl. XI, fig. 41)

1931 *Laevaptychus longus* (Meyrati), în Trauth, Aptychenstudien, p. 40, pl. B, 4—7.

Lungimea 33 mm, 42 mm
Lăţimea 20 mm, 32 mm
$\frac{l}{L}$ 0,60, 0,76

Formă mult alungită, groasă, întru totul asemănătoare celei figurate şi descrise de Fr. Trauth (36).

Răspîndire. Oxfordian pînă în tithon din regiunea alpină (tabloul nr.2). Recoltat din calcarele roşii de la Svinița.

Laevaptychus hoplisus (Spath) var. rugocincta-taxopora Trauth

1931 *Laevaptychus hoplisus* (Spath) var. *rugocincta-taxopora* Trauth, Aptychenstudien, p. 95, pl. I, fig. 13, 14.

1956—1957 *Laevaptychus hoplisus* (Spath) var. *rugocincta-taxopora* Răileanu şi colab., Studiul faunei cu Aptychus de la Svinița, p. 175, fig. 1.

1958 *Levaptychus hoplisus* (Spath) var. *rugocincta-taxopora*, Andelkovič, Fauna cu Aptychus de la Greben, p. 31, pl. I, fig. 1.

Lungimea 53 mm
Lăţimea 44 mm
$\frac{l}{L}$ 0,83

Asemănare pînă la identitate cu exmplarele figurate şi descrise de autorii citaţi în sinonimie.

Răspîndire. Malmul de la Würtemberg, oxfordianul de la Greben (R. P. F. Iugoslavia).

Recoltat din calcarele roşii, noduloase, superioare, de pe Culmea Selişte, Svinița.

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) emend. Trauth f. typ.

1938 *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) Trauth, Lamell. d. O. jura u. U. kreide, p. 134, pl. X, fig. 7; p. 134, pl. X, fig. 5; p. 134, pl. X, fig. 6.

1957 *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) Răileanu şi colab., Studiul faunei cu Aptychus de la Svinița (29).

Răspîndire. Malmul regiunii alpino-mediteraneene, citat în special în tithonul din Balcani, Crimeea (Theodosia) şi în Crapaţii sudici în stratele de Pojorîta — Cîmpulung (Carpaţii Orientali). Rar în neocomianul inferior.

Recoltat din calcarele roşii, noduloase, superioare din Culmea Selişte, Svinița.

Lamellaptychus beyrichi (Oppel) var. **fractocosta** Trauth
(pl. VII, fig. 23; pl. X, fig. 35)

1938 *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) var. *fractocosta* Trauth, Lamell. O. jura u. U. kreide, p. 138, pl. X, fig. 10–11.

Forme asemănătoare celor figurate de Fr. Trauth (38); primul exemplar are coaste dese, fine care după ce fac o singură inflexiune care pornește diagonal de la apex la partea marginală, cad în unghi ascuțit, pe marginea simfizală; al doilea semănînd cu forma-tip după Spitz și Dyhrenfurth (1915) are pînă la a 12-a coastă din jurul apexului aspectul speciei *pseudoparallelograma*, iar de aici spre marginea externă, după ce coastele fac o inflexiune mai largă, cad în unghi ascuțit pe marginea simfizală. Către vîrf, cochilia devine mai strîmtă, iar coastele subțiri și dese.

Răspîndire. Kimeridgian, tithon, neocomianul provinciei alpino-mediteraneană și Europa centrală — Stramberg.

Recoltat din calcarele roșii, noduloase, superioare de la Svinița.

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) var. **moravica** (Blasche)

1938 *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) var. *moravica* (Blasche), Trauth, Lamell. d. O. jura u. U. kreide, p. 139, pl. X, fig. 13; 1956 — 1957 Răileanu și colab. Studiul faunei cu Aptychus de la Svinița, p. 178, fig. 10; 1958 Andelković, *Fauna de Aptychus de la Greben*, p. 34, pl. I, fig. 11.

Față de forma tip, coastele sînt mult mai fine.

Răspîndire. Tithonicul regiunii alpino-mediteraneene și de la Stramberg; kimeridgianul de la Greben—Milanovăț (1) (R. P. F. Iugoslavia).

Recoltat din „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*" de la Svinița.

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) n. var. **banathica**
(pl. X, fig. 37)

Formă care după mărime și caractere de ornamentație diferă de *L. beyrichi* (Oppel) f. typ. Exemplarele noastre au suprafața mult mai mare, însumează un număr de 40 de coaste subțiri care descriu curbe paralele cu marginea laterală, iar în dreptul liniei simfizale se îndreaptă brusc către partea terminală; numai coastele din apropierea apexului fac un unghi ascuțit cu partea simfizală. Celelalte caractere sînt asemănătoare cu ale speciei *L. beyrichi* (Oppel). Față de *Lamellaptychus rectecostatus*, marginea laterală este mult mai curbată și coastele ca atare merg paralel cu aceasta. De *Lamellaptychus murocosta* diferă prin coastele mult mai dese față de mărimea sa. Pentru aceasta considerăm că deși intră în grupul mare al aptychilor tip *beyrichi*, diferă prin caracterele morfologice arătate mai sus.

Recoltat din calcarele roșii, noduloase, superioare din Culmea Selište, Svinița.

Lamellaptychus murocosta Trauth

1938 *Lamellaptychus murocosta* Trauth, Lamell. d. O. jura u. U. kreide, p. 142, pl. X, fig. 21, 22.

Asemănare pînă la identitate cu forma figurată şi descrisă de Fr. Trauth (38) pentru această specie.

Răspîndire. Calcarele albe tithonice de la St. Weit-Viena.

Recoltat din calcarele roşii tithonice de la Svinița.

Lamellaptychus lamellousus (Park.) var. solenoides (Rüppell)

1938 *Lamellaptychus lamellosus* (Park.) var. *solenoides* (Rüpp.), in Trauth, Lamell. d. O. jura u. U. kreide, p. 158, pl. XI, fig. 8.

Formă mică, alungită, strîmtă, coaste dese şi drepte, care cad în unghi ascuțit pe marginea simfizală.

Răspîndire. Malmul de la Solenhofen şi tithonul provinciei alpino-mediteraneene.

Recoltat din calcarele roşii din Culmea Selişte, Svinița.

Lamellaptychus inflexicosta (Park.) var. cincta Trauth

(pl. X, fig. 34)

1938 *Lamellaptychus inflexicosta* var. *cincta* Trauth, Lamell. d. O. jura u. U. kreide, p. 191, pl. XIII, fig. 21.

Lamele dese care fac o inflexiune pronunțată în lungul unei diagonale apex-vîrf, după care devin mai dese pe măsură ce cochilia se îngustează. Cad în unghi foarte ascuțit pe marginea simfizală.

Răspîndire. Tithonicul din Alpii calcaroşi.

Recoltat din calcarele roşii, tithonice din Culmea Selişte, Svinița.

Lamellaptychus theodosia Desh.

(pl. VII, fig. 22)

1938 *Lamellaptychus theodosia* Desh., în Trauth, Lamell. d. O. jura u. U. kreide, p. 185, pl. XIII, fig. 8, 9.

Coaste groase, rare, lamelare, care în dreptul simfizei se arcuiesc ca nişte falduri; cele din jurul apexului fac un unghi ascuțit, iar către vîrf capătă o arcuire pronunțată unghiul devenind aproape drept.

Răspîndire. Tithonicul cu calcare noduloase, de la Theodosia (Crimeea).

Recoltat din calcarele roşii tithonice, din Culmea Selişte, Svinița.

Tabloul nr. 2

Frecvența formelor de *aptychus* din regiunea Sviniţa—Svinecea-Mare în diferite regiuni

Genul, specia, varietatea	Regiunea alpină				Regiunea andină	Carpaţii nordici		Carpaţii sudici		Balcani	Crimeea	Stramberg	Würtemberg	Solenhofen	Frecvența aptychilor în diferite etaje ale jurasicului şi cretacicului inferior			
	oxfordian	kimeridgian	tithonian	neoconian	neocomian	tithonian	neocomian	tithonian	neocomian	tithonian	tithonian	tithonian	tithonian	tithonian	oxfordian	kimeridgian	tithonian	neocomian
Laevaptychus meneghinii (Zigno)	+	+	+										+		+	+	+	
Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. *gigantis* Trauth	+	+	+			+		+		+					+	+	+	
Laevaptychus meneghinii (Zigno) var. *rugosa* Trauth													+			+	+	
Laevaptychus latus (Park.) var. *meyrati* Trauth	+	+	+										+	+	+	+	+	
Laevaptychus latus (Park.) var. *uhlandi-taxopora* Trauth													+			+	+	
Laevaptychus latus (Park.) var. *taxopora* Trauth	+	+	+												+	+	+	
Laevaptychus latus (Park.) aff. *uhlandi-seriopora* Trauth														+			+	
Laevaptychus obliquus (Quenstedt)		+	+	+		+									+	+	+	+
Laevaptychus longus Meyrati	+	+	+												+	+	+	
Laevaptychus hoplisus (Spath) var. *rugocincta-taxopora* Trauth													+		+	+	+	
Lamellaptychus rectecostatus (Pet.) Trauth	+	+	+	+	+			+	+		+	+	+	+	+	+	+	+
Lamellaptychus beyrichi (Opp.) emend. Trauth f. typ.	+	+	+	rar					+	+	+				+	+	+	rar
Lamellaptychus beyrichi (Oppell) var. *fractocosta* Trauth		+	+	+		+					+	+				+	+	+
Lamellaptychus beyrichi (Opp.) var. *moravica* (Blasche)												+				+	+	
Lamellaptychus beyrichi (Opp.) n. var. *banathica*																+		
Lamellaptychus murocosta Trauth			+														+	
Lamellaptychus lamellosus (Park.)	+	+	+			+		+		+	+	+	+		+	+	+	
Lamellaptychus lamellosus (Park.) var. *solenoides* (Rüppell)			+											+			+	
Lamellaptychus inflexicosta (Park.) var. *cincta* Trauth			+														+	
Lamellaptychus theodosia Desh.			+	+			+				+						+	
Punctaptychus monsalvensis Trauth			+														+	

Tabloul nr. 1

Răspîndirea formelor din jurasicul superior de la Svinița—Svinecea-Mare (Banat), în diferite regiuni din cuprinsul provinciei mediteraneene

Genul și specia	Callovian inferior și mediu		Callovian superior	Oxfordian	Kimeridgian (strate cu *Aspidoceras acanthicum*)										Tithonian inferior
	Bazinul parisian, Sicilia, Caucaz	Villany	regiunea alpină	klippe peninice, Sicilia	Alpii de nord	Alpii de sud	Alpii de vest	Africa	Sicilia, Apenini	India	bazinul franco-suab	Carpații nordici	Carpații sudici / Carpații Orientali: Ghilcoș	Carpații sudici / Carpații Orientali: Ciofranca	regiunea alpino-carpatică
Sphaerodus gigas Agassiz							+							+	
Belemnites beneckei Neumayr													+		
Hibolites semisulcatus Münster						+	+						+		
Terebratula rupicola Zittel															+
Pygope diphya Zittel													+		+
Phylloceras isotypum Benecke						+	+		+			+	+	+	
Phylloceras saxonicum Neumayr					+							+	+	+	
Ptychophylloceras ptychoicum (Quenstedt)					+	+		+	+			+	+	+	
Ptychophylloceras feddeni (Waagen)			+												
Holcophylloceras mediteraneum (Neumayr)					+	+	+					+			
Holcophylloceras polyolcum (Benecke)					+	+						+	+	+	+
Calliphylloceras manfredi (Oppel)				+											
Calliphylloceras kôchi (Oppel)															+
Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orbigny)				+		+						+	+	+	
Lytoceras montanum Oppel															+
Lytoceras cf. *sutile* Oppel															+
Haploceras leiosoma (Oppel)															+
Taramelliceras cf. *compsum* (Oppel)							+		+				+	+	
Taramelliceras strombecki (Oppel)					+								+		
Macrocephalites macrocephalus var. *canizzaroi* Gemmellaro	+														
Subgrossouvria cf. *jupiter* Lóczy		+													
Choffatia subbackeriae (d'Orbigny)	+	+													
Perisphinctes simoceroides Fontannes							+								
Lithacoceras ulmense (Oppel)															+
Lithacoceras geron (Zittel)															+
Virgatosphinctes jurumensis Spath										+					
Subplanites cf. *elegans* Spath										+					
Katroliceras somalicum Valduga						+	+	+		+		+			
Aspidoceras acanthicum Oppel					+	+	+		+			+		+	
Aspidoceras cyclotum Oppel						+			+			+		+	+
Pseudosimoceras herbichi (Hauer)					+	+							+	+	

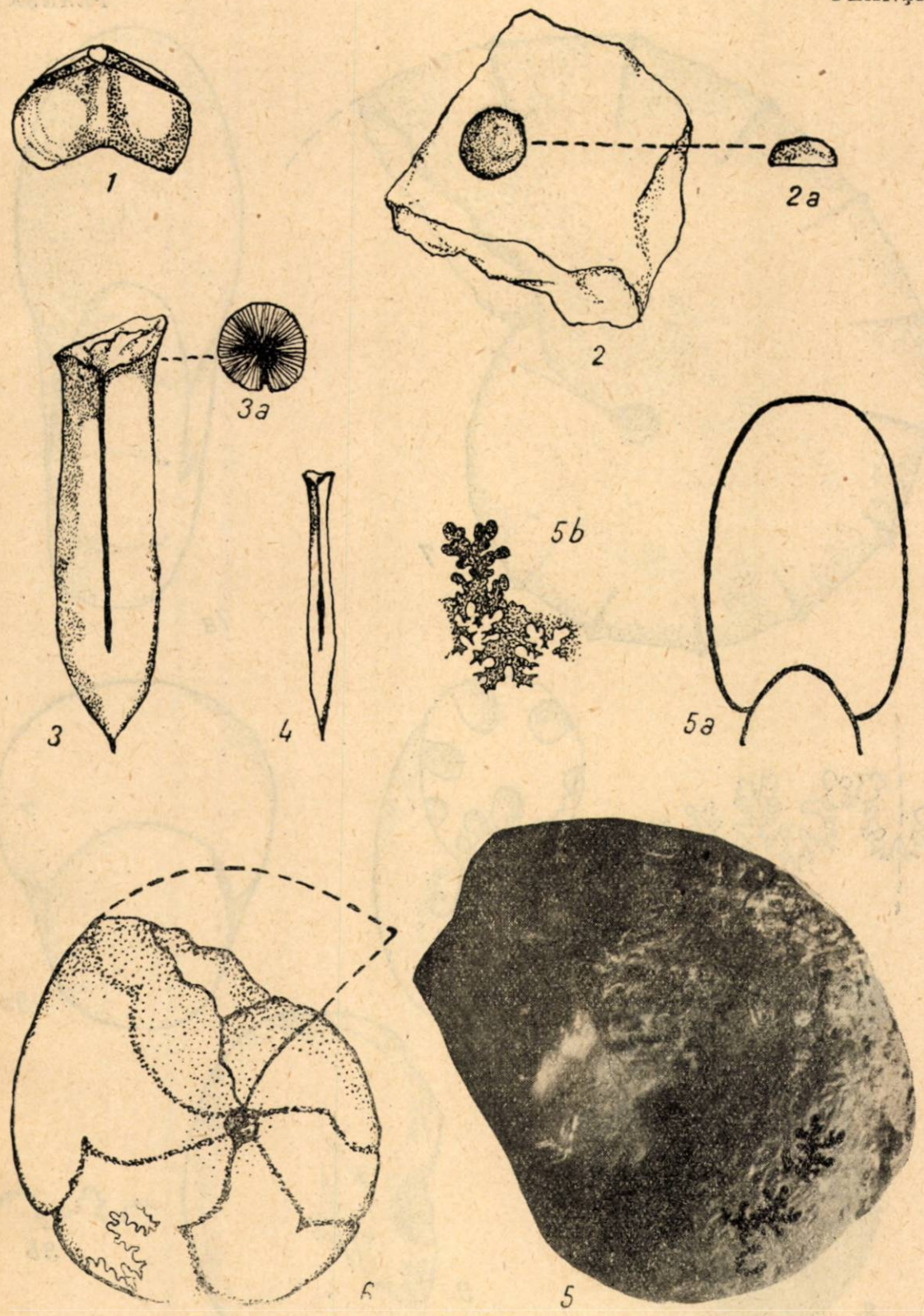


Fig. 1. — *Terebratula rupicola* Zittel. Fig. 2 și 2 *a*. — *Sphaerodus gigas* Agassiz. Fig. 3 și 3 *a*. — *Belemnites beneckei* Neumary. Fig. 4. — *Hibolites semisulcatus* Münster. Fig. 5, 5 *a* și 5 *b*. — *Phylloceras isotypum* Benecke. Fig. 6. — *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr).

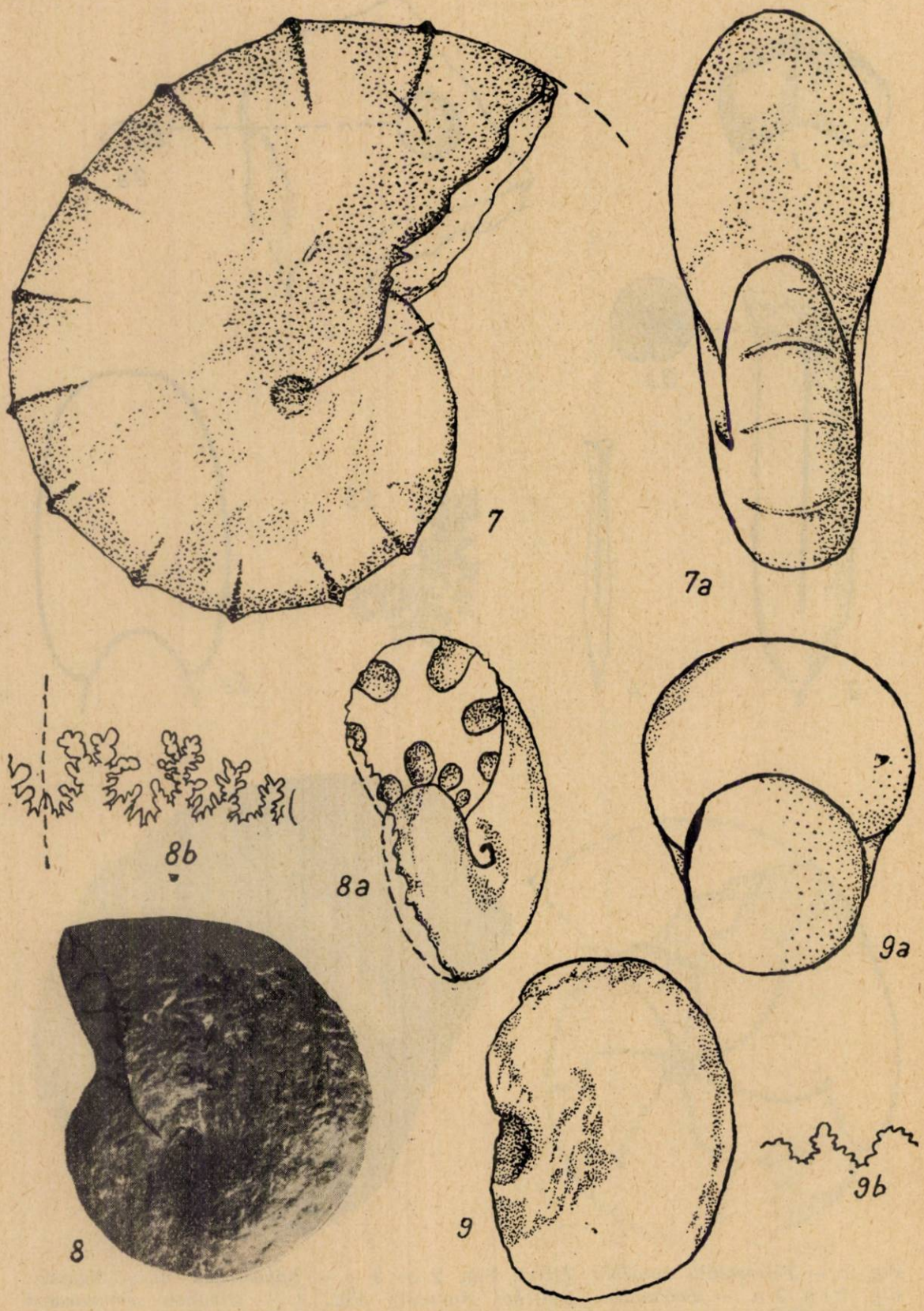
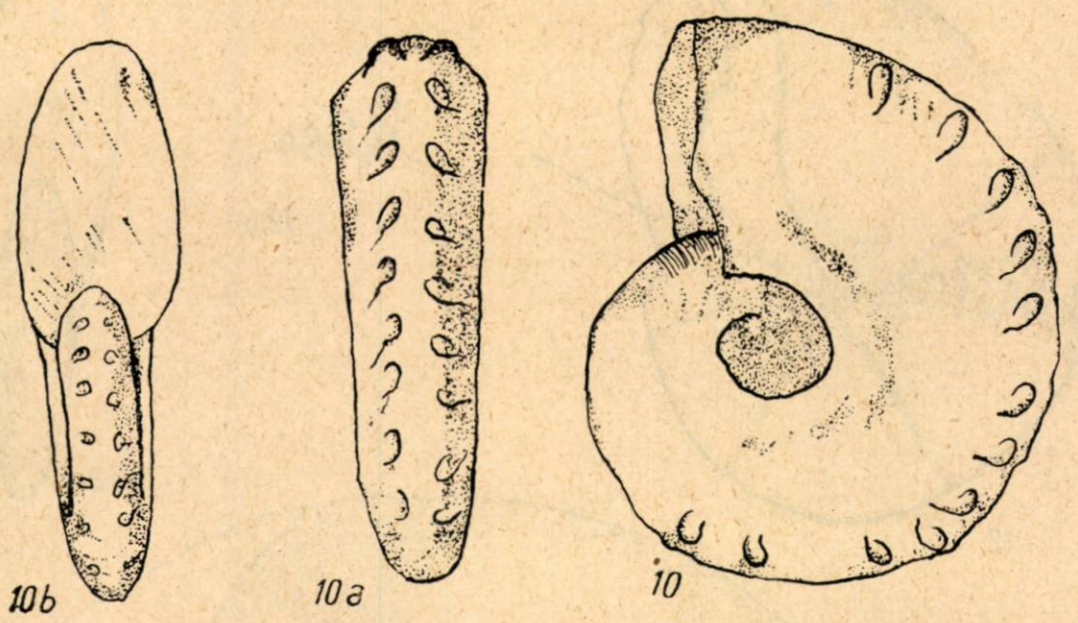


Fig. 7 și 7 *a*. — *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenstedt). Fig. 8, 8 *a* și 8 *b*. — *Ptychophylloceras feddeni* (Waagen). Fig. 9, 9 *a* și 9 *b*. — *Aspidoceras cyclotum* Oppel.



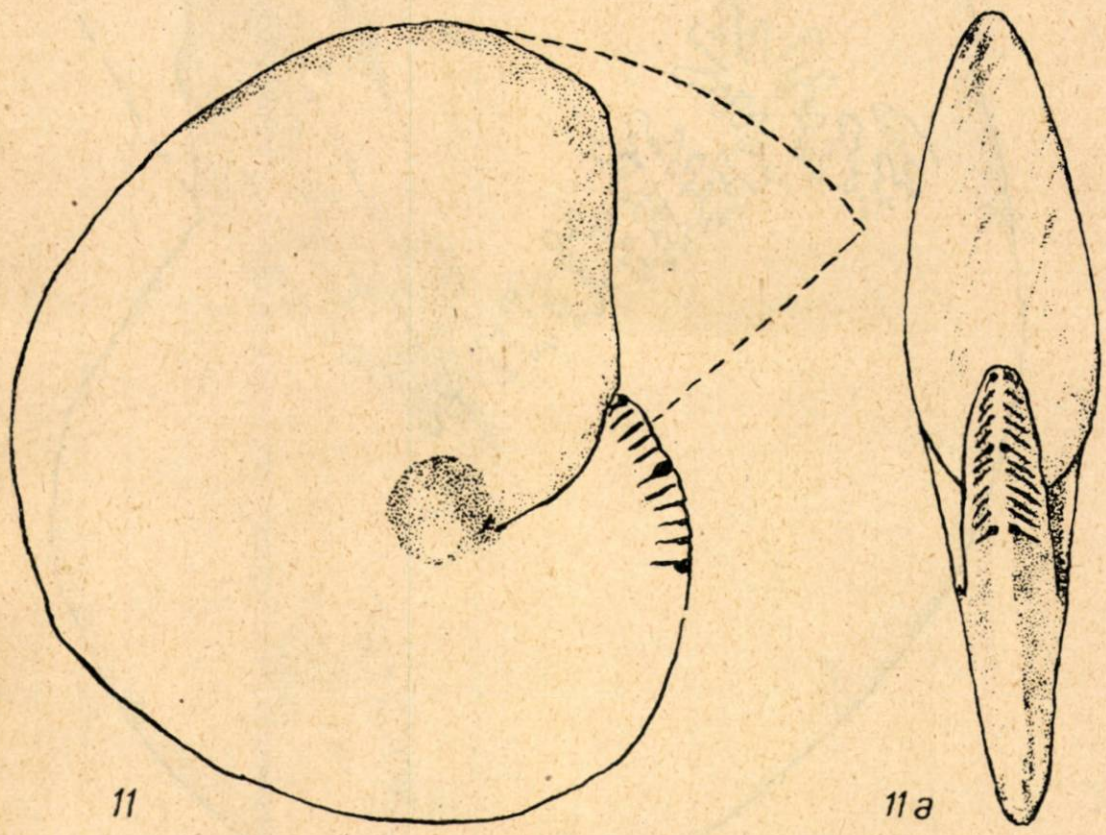


Fig. 10, 10 *a* și 10 *b*. — *Taramelliceras strombecki* (Oppel). Fig. 11 și 11 *a*. — *Taramelliceras* cf. *compsum* (Oppel).

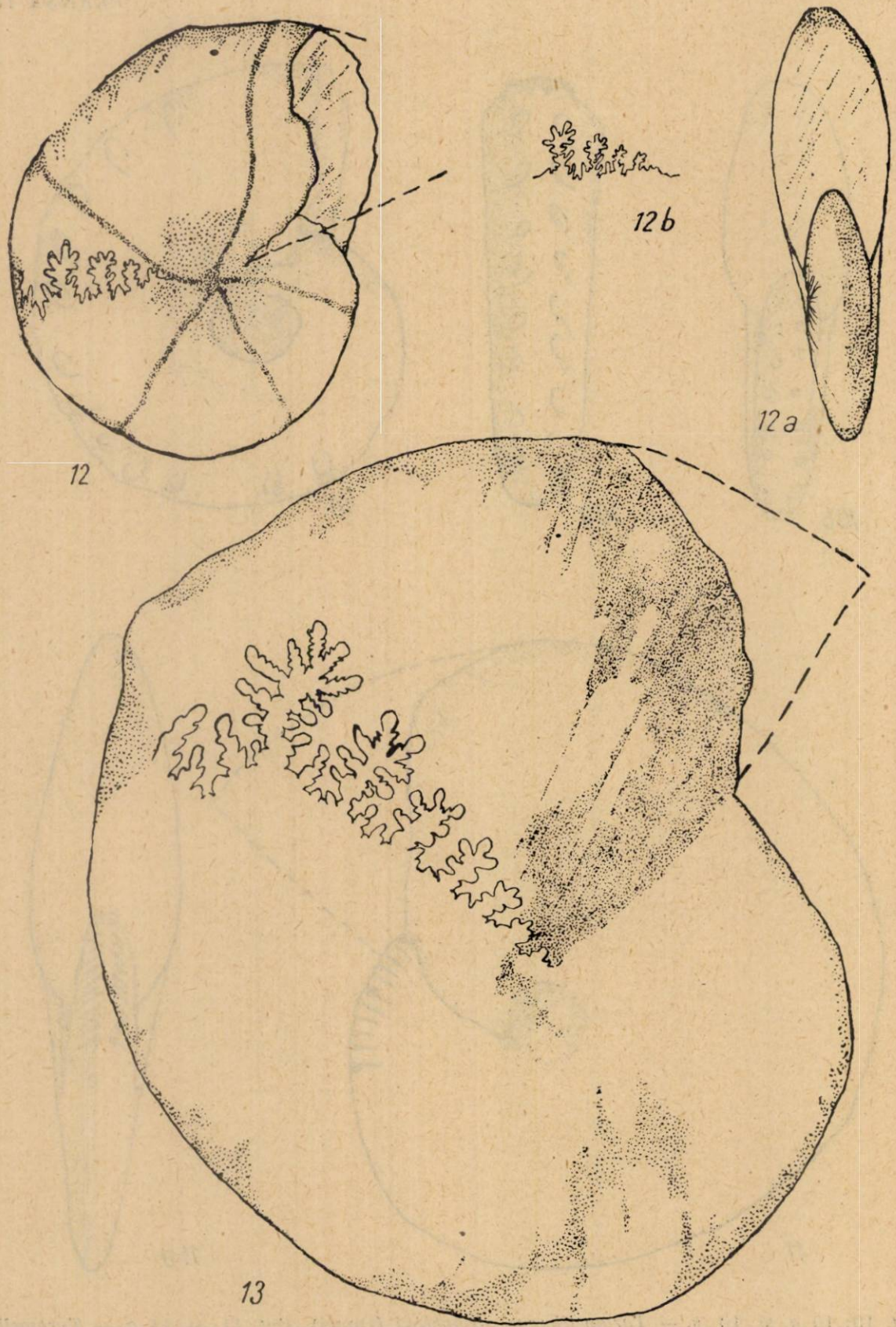


Fig. 12, 12 *a* şi 12 *b*. — *Calliphylloceras manfredi* (Oppel). Fig. 13. — *Calliphylloceras kôchi* (Opell).

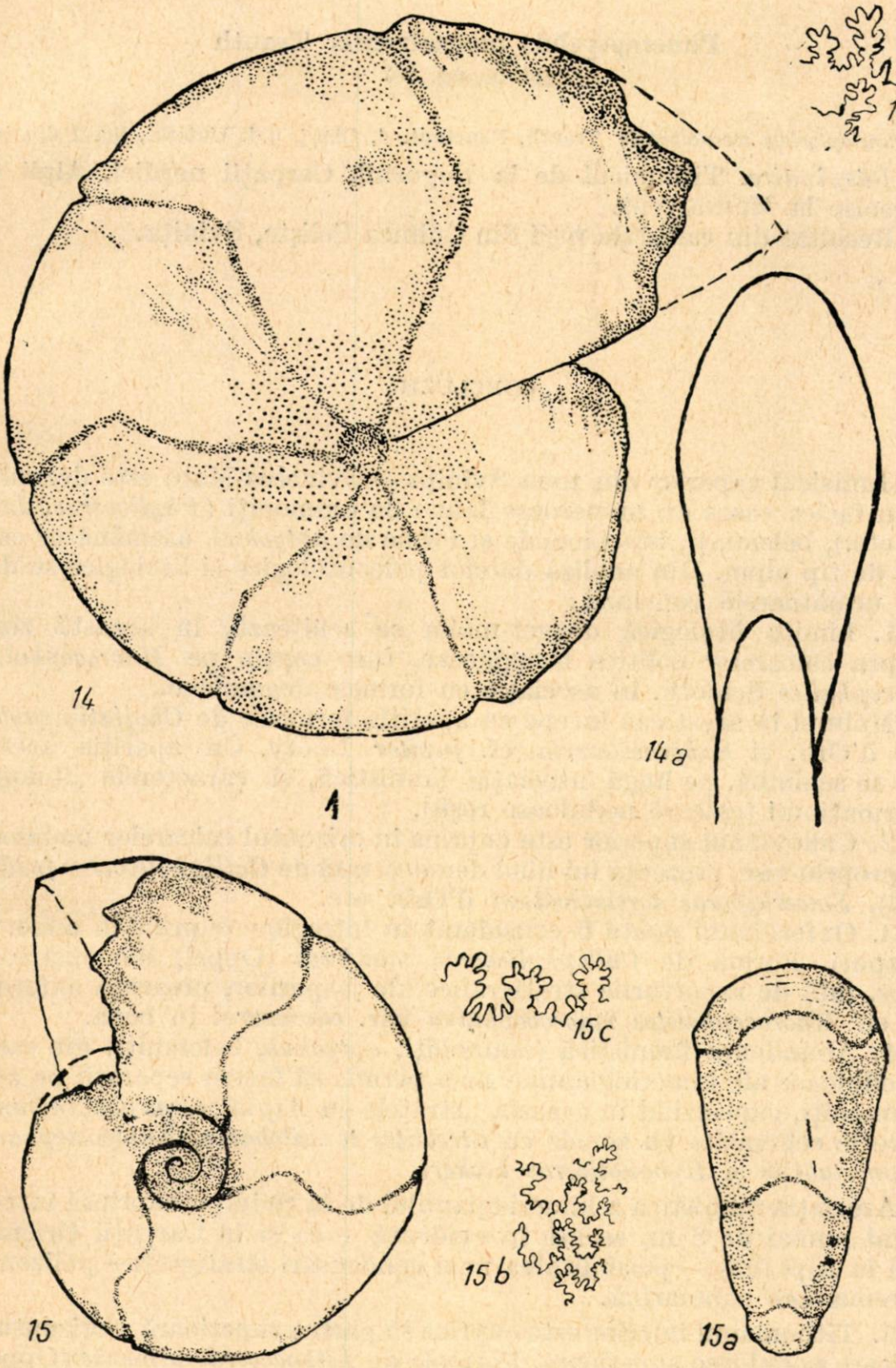


Fig. 14, 14 *a* şi 14 *b*. — *Holcophylloceras polyolcum* (Benecke). Fig. 15, 15 *a*, 15 *b* şi 15 *c*. — *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny).

Punctaptychus monsalvensis Trauth
(pl. X, fig. 36)

1935 *Punctaptychus monsalvensis* Trauth, Punctapt. d. Oberj. u.d. Unterk., fig. 2 din text.

Răspîndire. Tithonicul de la Rogoznik Carpaţii nordici, Alpii fribourgeoise la Monsalvens.

Recoltat din calcarele roşii din Culmea Seliştе, Svinița.

CONCLUZII

Jurasicul superior din zona Svinița — Svinecea-Mare este dezvoltat într-un facies vasos cu numeroase faune de ammoniți (*Phylloceras*, *Lotyceras* etc.), belemniți, brachiopode şi forme de *aptychus* asemănător celui batial de tip alpin. Din analiza datelor paleontologice şi litologice se desprind următoarele concluzii:

1. Limita litologică dogger-malm se schițează, în această zonă, deasupra calcarelor oolitice feruginoase, care conţin pe *Macrocephalites macrocephalles* Schloth. în asociație cu formele doggeriene.

Malmul în acest caz începe cu apariția formelor de *Choffatia subbeckeriae* d'Orb. şi *Subgrossouvria* cf. *jupiter* Lóczy. Cu apariția acestor forme se schimbă, pe lîngă asociația faunistică, şi caracterele litologice ale formațiunii (calcare noduloase roşii).

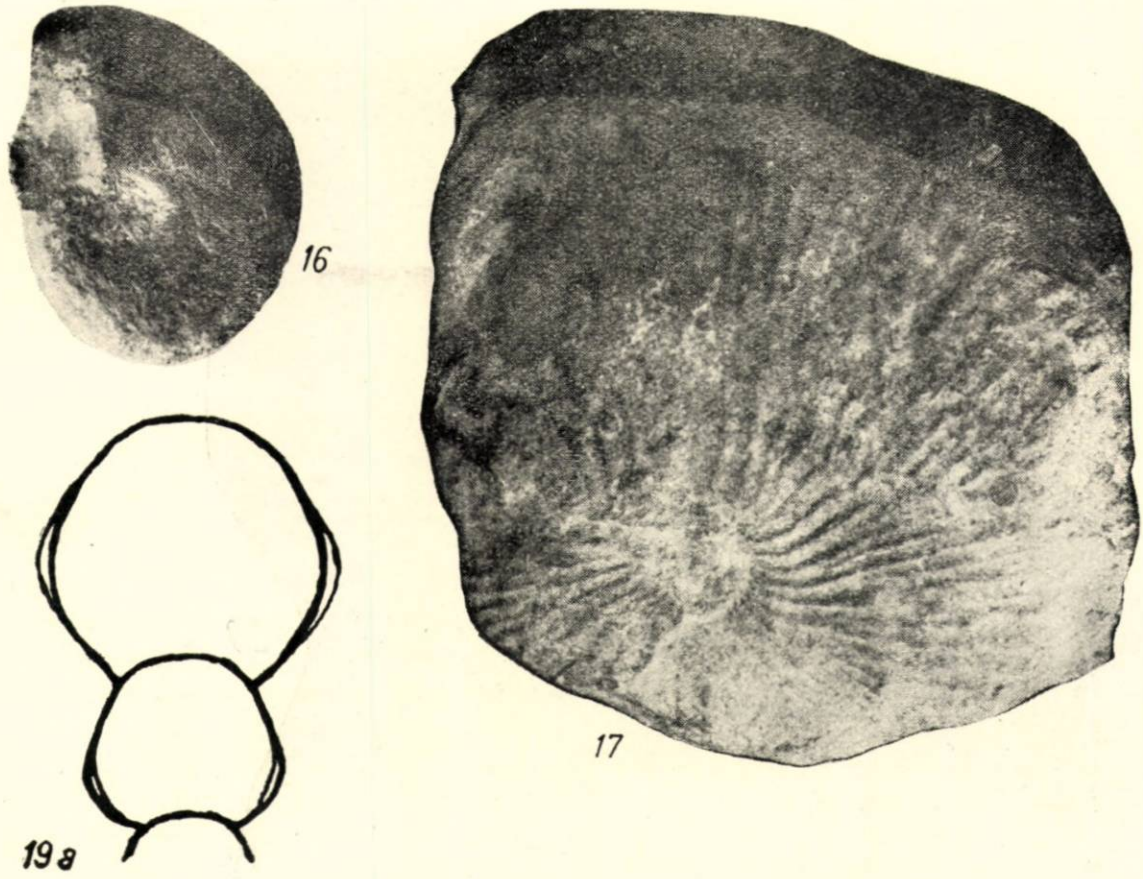
2. Callovianul superior este cuprins în orizontul calcarelor noduloase roşii propriu-zise, prezența lui fiind demonstrată de *Calliphylloceras feddeni* (Zittel), *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. etc.

3. Oxfordianul poate fi considerat în întregime cuprins în orizontul cu jaspuri. Forma de *Calliphylloceras manfredi* (Oppel) demonstrează, în plus, faţă de raporturile stratigrafice ale jaspurilor, prezența oxfordianului cu *Macrocephalites macrocephalus* var. *canizzaroi* în bază.

4. Abundența faunistică (ammoniți, *aptychus*, belemniți) din calcarele noduloase ale kimeridgianului ne-a permis să facem separații pe zone de ammoniți, cuprinzînd în aceasta „stratele cu *Aspidloceras acanthicum*", pe care le echivalăm cu zonele cu *Streblites tenuilobatus*, *Aulacostephanus pseudomutabilis* şi *Hybonoticeras beckeri*.

Asociația faunistică a kimeridgianului de la Svinița, cuprinsă într-un interval numai de 8 m, scoate în evidență — ca şi în Carpaţii Orientali (25) şi în Alpi (23) — posibilitatea unei condensări stratigrafice polizonale prin remaniere submarină.

5. Tithonianul inferior este cuprins în partea superioară a orizontului de calcare noduloase superioare. Formele de *Lithacoceras ulmense* (Oppel), *Calliphylloceras kôchi* (Oppel), *Virgatosphinctes jurumensis* Spath etc., demonstrează prezența acestuia.



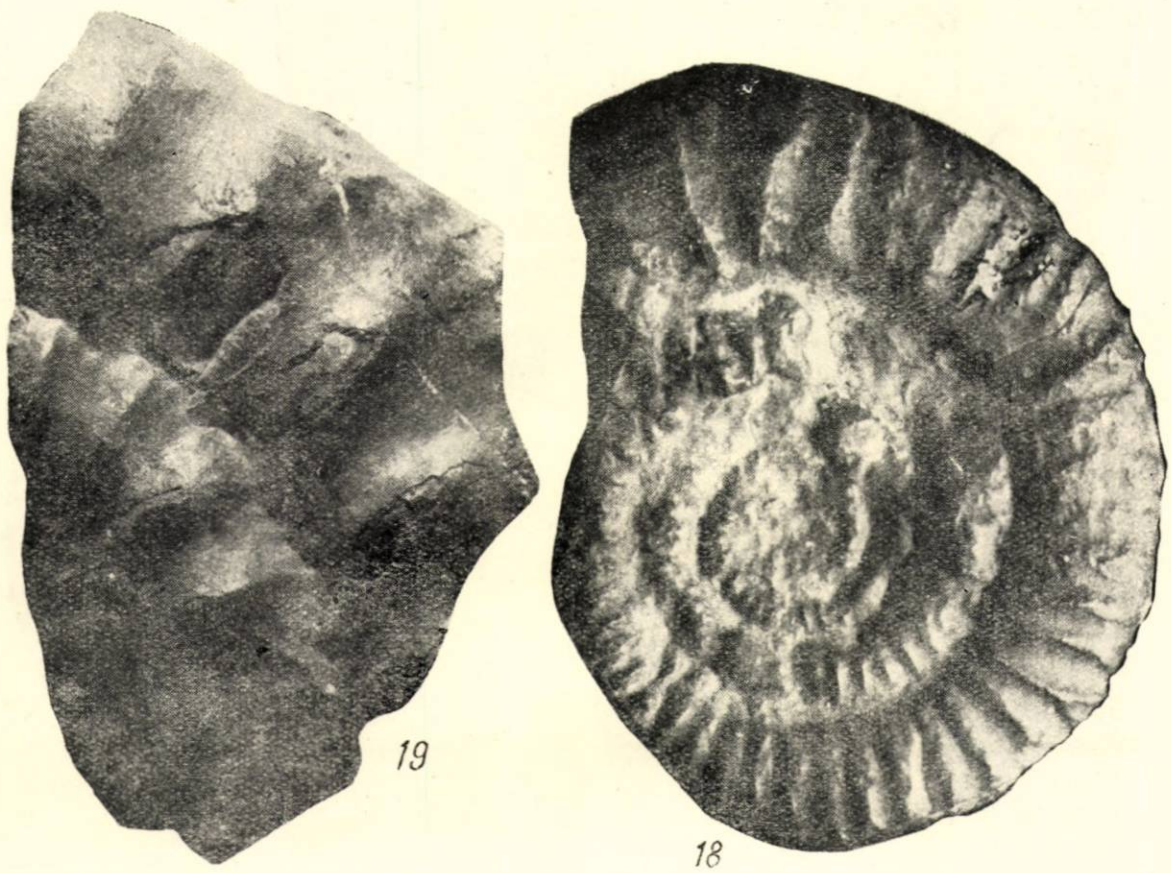


Fig. 16. — *Haploceras leiosoma* (Oppel). Fig. 17. — *Macrocephalites macrocephalus* var. *canizzaroi* Gemmellaro. Fig. 18. — *Katroliceras somalicum* Valduga. Fig. 19 şi 19 *a*. — *Subgrossouvria* cf. *jupiter* Lóczy.

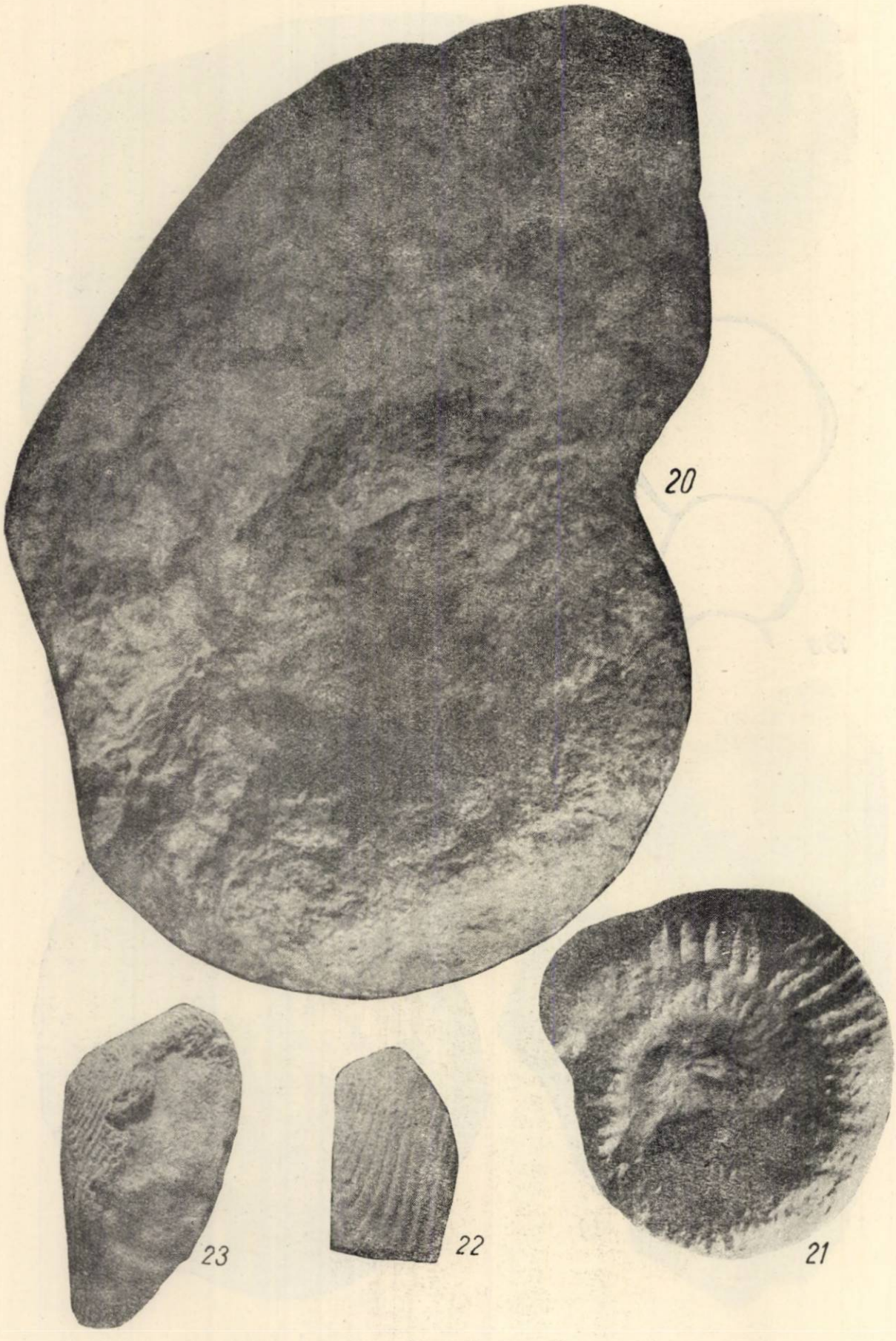


Fig. 20.— *Lytoceras* cf. *sutile* Oppel. Fig. 21.— *Virgatosphinctes jurumensis* Spath. Fig. 22.— *Lamellaptychus theodosia* Desh. Fig. 23. — *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) var. *fractocosta* Trauht.

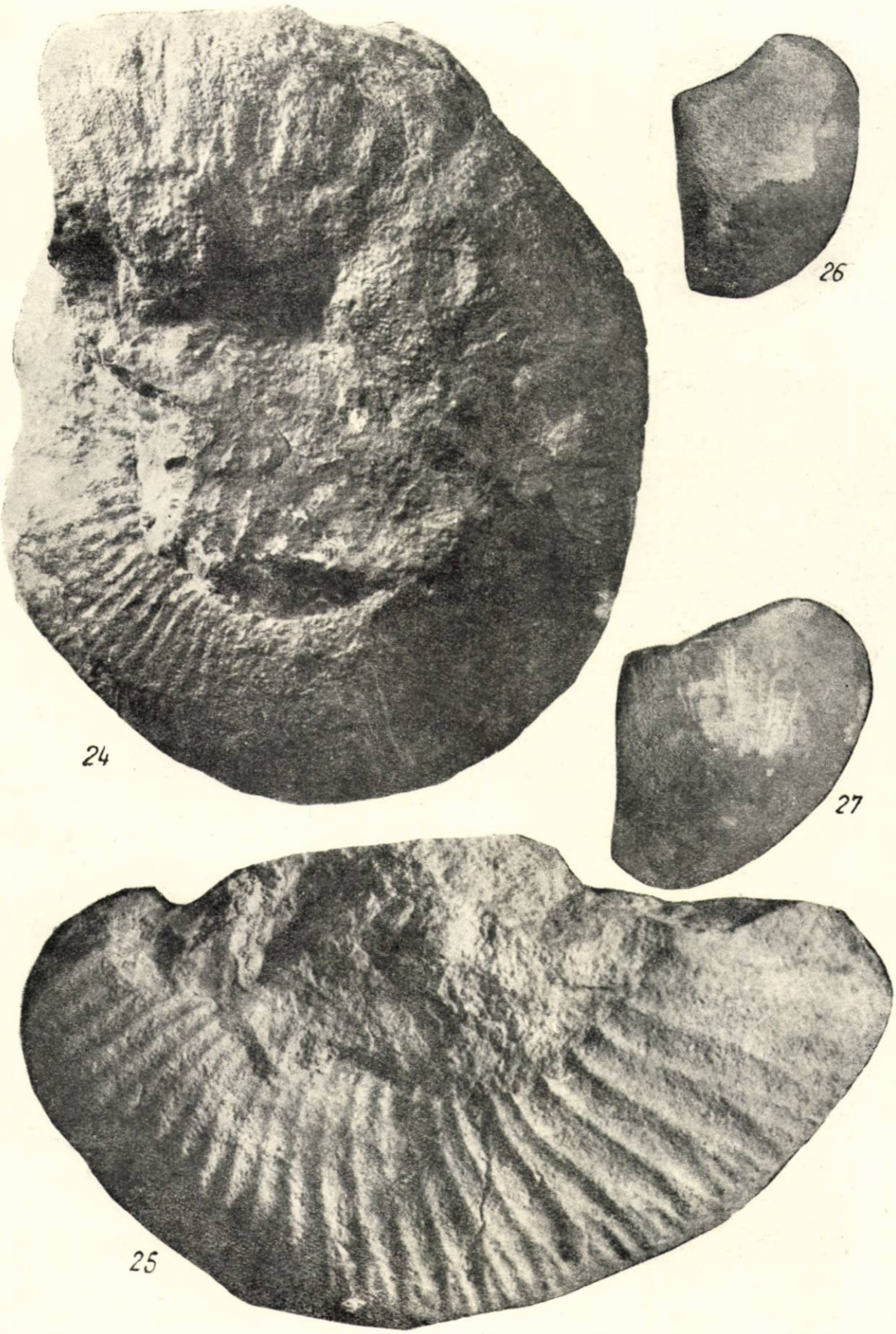


Fig. 24. — *Lithacoceras geron* (Zittel). Fig. 25. — *Subplanites* cf. *elegans* Spath. Fig. 26. — *Laeraptychus latus* (Park.) var. *taxopora* Trauth. Fig. 27. — *Laevaptychus obliquus* (Quenstedt).

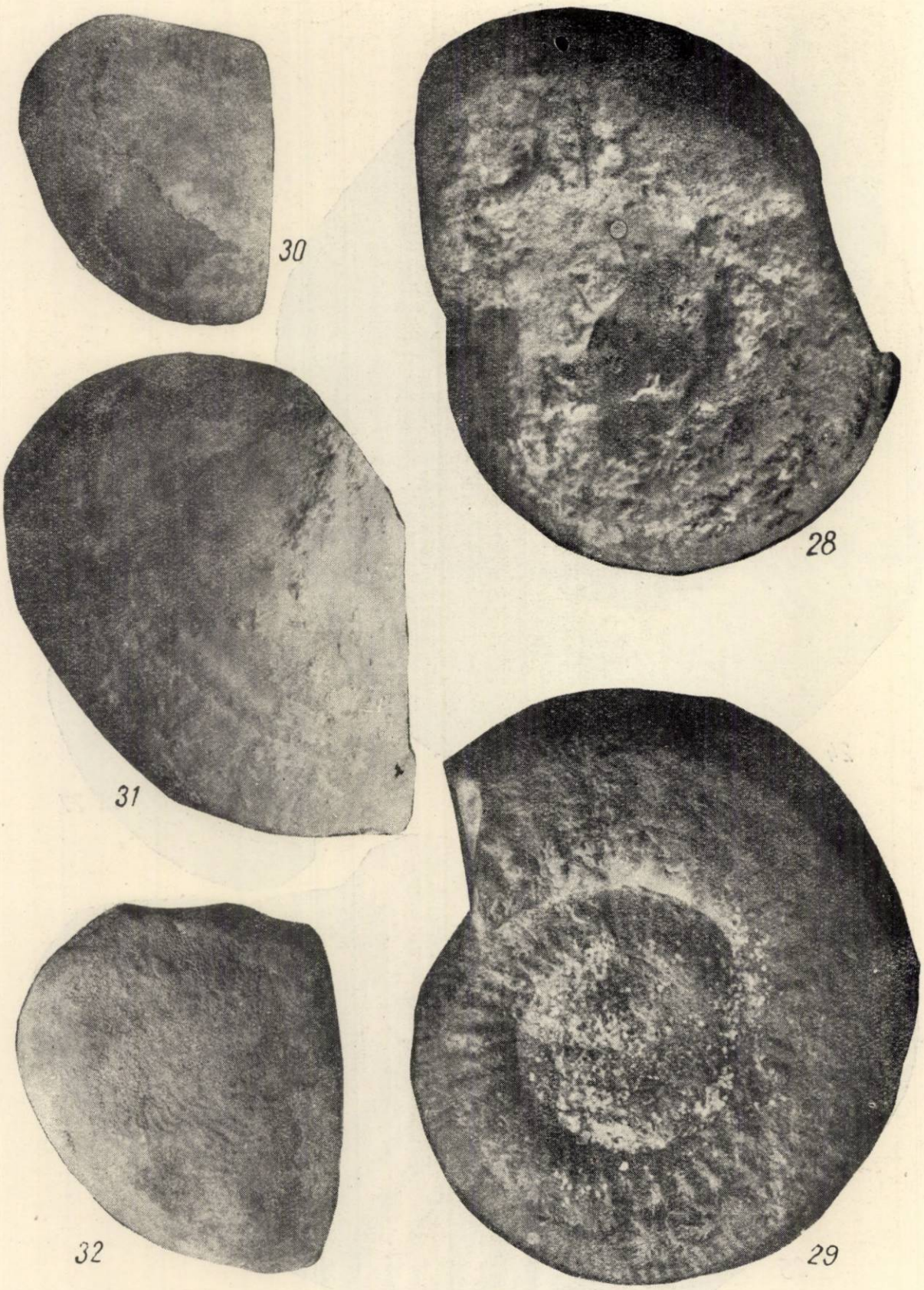


Fig. 28. — *Aspidoceras acanthicum* Oppel. Fig. 29. — *Perisphinctes simoceroides* Fontannes. Fig. 30. — *Laevapthychus latus* (Park.) var. *meyrati* Trauth. Fig. 31. — *Laevapthychus meneghinii* (Zigno) var. *rugosa* Trauth. Fig. 32. — *Laevapthychus meneghinii* (Zigno) var. *gigantis* (Trauth).

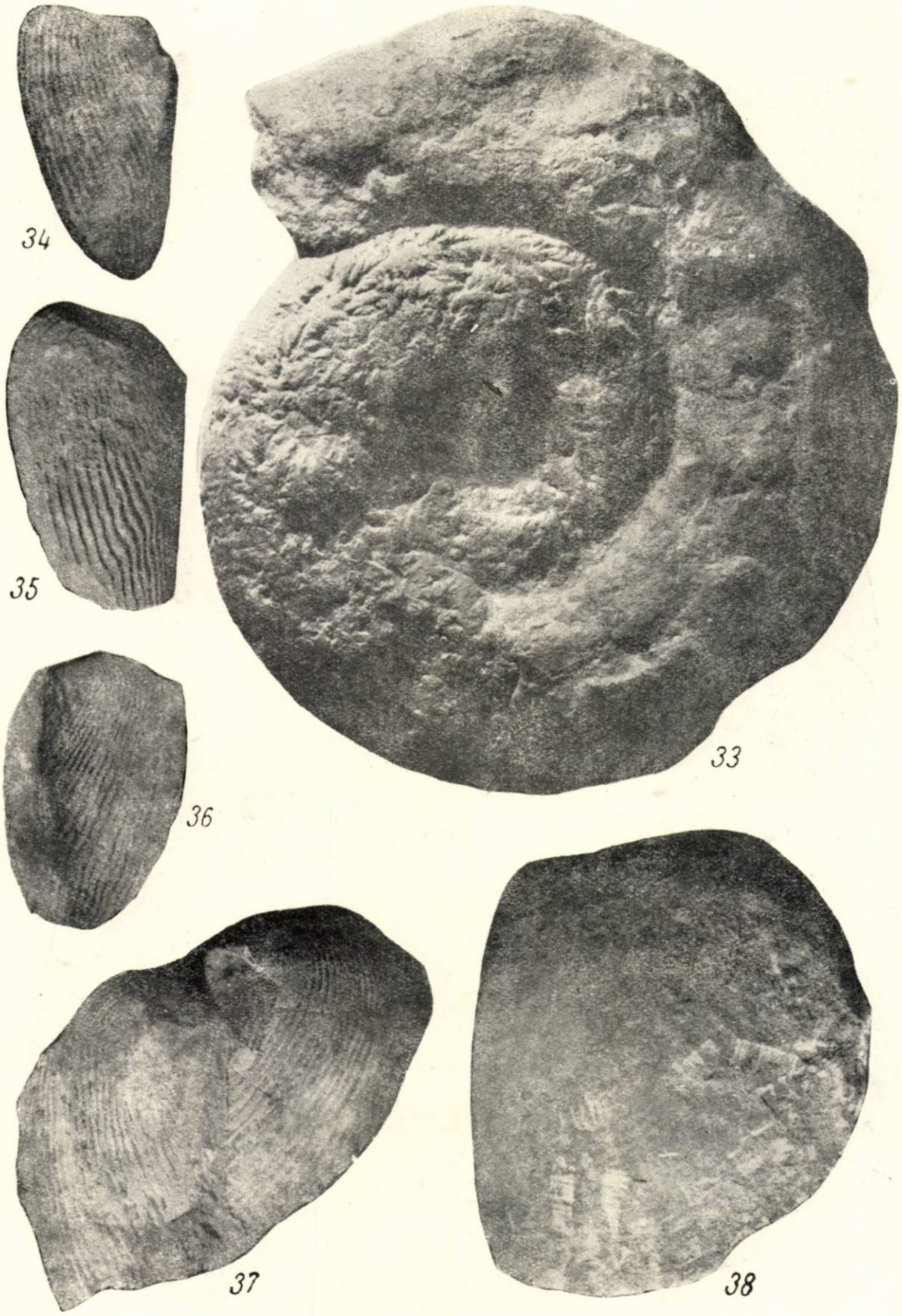


Fig. 33. — *Lithacoceras ulmense* (Oppel). Fig. 34. — *Lamellaptychus inflexicosta* (Park.) var. *cincta* Trauth. Fig. 35. — *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) var. *fractocosta* Trauth. Fig. 36. — *Punctaptychus monsalvensis* Trauth. Fig. 37. — *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) n. var. *banathica*. Fig. 38. — *Laevaptychus meneghinii* (Zigno).

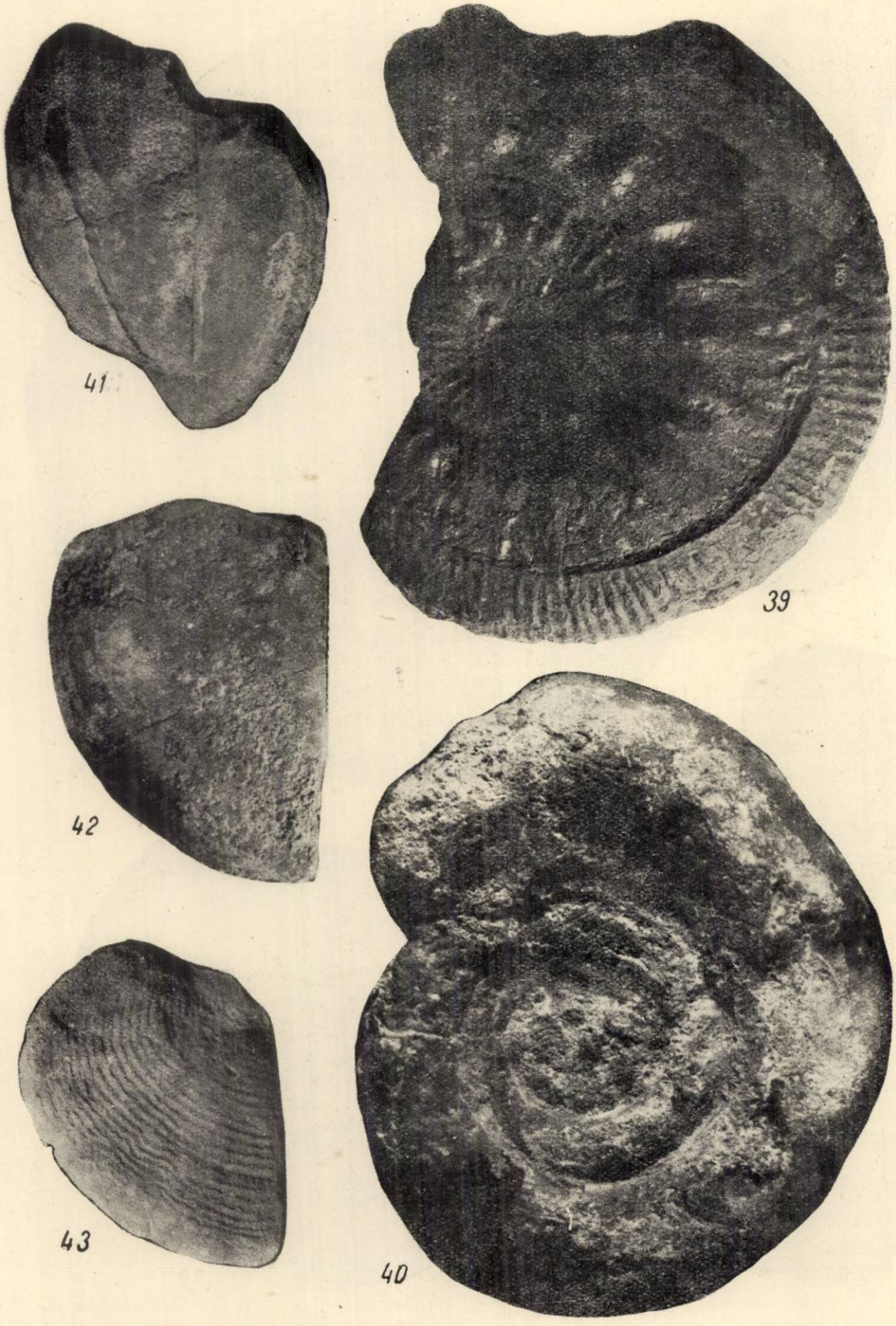


Fig. 39. — *Choffatia subbackeriae* (d'Orbigny). **Fig. 40.** — *Lytoceras montanum* Oppel. **Fig. 41.** — *Laevaptychus longus* Meyrati. **Fig. 42.** — *Laevaptychus latus* (Park.) var. *uhlandi-taxopora* Trauth. **Fig. 43.** — *Laevaptychus latus* (Park.) aff. *uhlandi-seriopora* Trauth.

O serie de alte forme, asociate cu *Berriasella*, indică şi nivele superioare ale tithonicului; această faună va fi prezentată cu alt prilej.

6. Faunele de ammoniţi şi de *aptychus* din orizontul calcarelor noduloase superioare de la Svinița, corelate cu altele din regiuni similare ar putea duce la precizii mai importante în ceea ce priveşte valoarea stratigrafică a aptychilor.

К ИЗУЧЕНИЮ ФАУНЫ АММОНИТОВ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ В СВИНИЦЕ (БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

Верхняя юра представлена в Свинице (зона Свиница — Свинеча Маре) илистой фацией, содержащей многочисленные формы аммонитов (Phylloceras, Lytoceras, и т.д.), белемнитов брахиоподов и альпийского типа формы Aptychus, приближающиеся к батиальным. Из анализа палеонтологических и литологических данных вытекает:

1. Граница между доггером и мальмом намечается в этой зоне над оолитовыми железистыми известняками, содержащими Macrocephalites macrocephalus Schloth. в ассоциации с доггеровскими формами.

2. В низах мальма отмечается появление форм Choffatia subbaskeriae (d'Orbigny) и Subgrossouvria cf. jupiter Lóczy. С появлением этих форм изменяется не только фаунистическая ассоциация, но и литологический характер формации (красные узловатые известняки).

3. Верхний келловей представлен горизонтом красных узловатых известняков и его присутствие подтверждается находкой Ptychophylloceras feddeni (Waagen), Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orbigny) M. macrocephalus var. canizzaroi Gemellaro и т. д.

4. Можно считать, что оксфорд представлен полностью горизонтом яшм. Кроме стратиграфической позиции яшм, его присутствие подтверждается формой Calliphylloceras manfredi (Oppel).

5. Обилие фауны (аммонитов, белемнитов, Aptychus) дало возможность выделить в кимериджских отложениях, представленных верхними узловатыми известняками, фаунистические зоны различных видов аммонитов, включая „слои с Aspidoceras acanthicum" с фаунистическими зонами Streblites tenuilobatus, Aulacostephanus pseudomutabilis и Hybonoticeras beckeri.

Кимериджская фаунистическая ассоциация района Свиницы, распространенная на расстоянии 8 метров, указывает как в Восточных Карпатах, так и в Хэгимаше, у истоков Биказа [Д. Патрулиус (25)], и в Альпах [Неумайер (23)] на возможность полизональной стратиграфической конденсации в результате подводного переотложения.

6. Нижний титон заключен в верхах горизонта узловатых известняков. Его присутствие подтверждено формами Lithacoceras ulmense

(Oppel), Calliphylloceras kôchi (Oppel), Virgatosphinctes jurumensis Spath и т.д.

Целая серия других форм, ассоциированных с Beriasella, указывает на наличие также и верхних горизонтов титона; описание этой фауны будет дано в связи с другим случаем.

7. Отбор фауны по стратиграфическим горизонтам дал возможность составить две параллельные колонки с фауной аммонитов и Aptychus, распространенной в верхних узловатых известняках. Сопоставление полученных данных с данными аналогичных районов позволит уточнить стратиграфическое значение фауны Apthychus.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA FAUNE D'AMMONITES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR DE SVINIŢA (BANAT)

RÉSUMÉ

Le Jurassique supérieur de Svinița (de la zone Svinița — Svineceа-Mare) s'est développé dans un faciès de vase renfermant de nombreuses formess d'Ammonites (*Phylloceras*, *Lytoceras*, etc.), Bélemnites, Brachypode, ainsi que des formes d'*Aptychus* semblable au bathyal du type alpin. De l'analyse des données paléontologiques et lithologiques, il s'ensuit que :

1. La limite Dogger-Malm s'ébauche, dans cette zone, au-dessus des calcaires oolithiques ferrugineux contenant des *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. associés aux formes doggeriennes.

2. Le Malm débute ici par l'apparition des formes de *Choffatia subbackeriae* (d'Orbigny) et de *Subgrossouvria* cf. *jupiter* Lóczy. L'apparition de ces formes marque un changement non seulement de l'association faunique, mais aussi des caractères lithologiques mêmes de la formation (calcaires noduleux rouges).

3. Le Callovien supérieur est compris dans l'horizon des calcaires noduleux rouges proprement dits, sa présence étant démontrée par les *Ptychophylloceras feddeni* (Waagen), *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), *M. macrocephalus* var. *canizzaroi* Gemellaro, etc.

4. L'Oxfordien peut être considéré comme entièrement compris dans l'horizon à jaspes. La forme *Calliphylloceras manfredi* (Oppel) prouve, en outre, en tenant compte des rapports stratigraphiques des jaspes, la présence de l'Oxfordien.

5. Dans le Kimmeridgien, compris dans l'horizon des calcaires noduleux supérieurs, la faune abondante (Ammonites, Bélemnites, *Aptychus*) a permis de séparer les Ammonites par zones, en y englobant les « Strates à *Aspidoceras acanthicum* » avec les zones à : *Streblites tenuilobatus*, *Aulacostephanus pseudomutabilis* et *Hybonoticeras beckeri*.

Sur un intervalle de 8 m seulement, l'association faunique du Kimmeridgien de Svinița met en évidence — tout comme dans les Carpates orientales, à Hăghimaș et aux sources du Bicaz [D. Patrullius (25)], ainsi que dans les Alpes [Neumayr (23)] — la possibilité d'une condensation stratigraphique polyzonale par remaniement sous-marin.

6. Le Tithonique inférieur est compris dans la partie supérieure de l'horizon des calcaires noduleux supérieurs. Les formes de *Lithacoceras ulmense* (Oppel), *Calliphylloceras kôchi* (Oppel), *Virgatosphinctes jurumensis* Spath, etc. en démontrent la présence.

Plusieurs autres formes, associées à *Beriasella*, indiquent aussi des niveaux supérieurs du Tithonique ; cette faune sera présentée à une autre occasion.

7. La faune, recueillie par niveaux stratigraphiques, a permis de ranger en parallèle, sur deux colonnes, la faune d'Ammonites et d'*Aptychus* de l'horizon des calcaires noduleux supérieurs. Corroborées par d'autres, recueillies dans des régions similaires, ces données pourraient apporter des précisions importantes, au point de vue valeur stratigraphique des *Aptychi*.

BIBLIOGRAFIE

1. Andelković M. Z., *Die Aptychen aus den oberjurassischen Kalken des Greben und ihre stratigraphische Bedeutung.* Ann. géol. Pen. Balkanique, 1958, t. XXV.
2. Arkell W. J., *A monograph of the Ammonites of the English Corallian.* Pal. Soc., 1935—1946, t. I—XI.
3. — *A classification of the Jurassic Ammonites.* Journ. of Pal., 1950, vol. 24, nr. 3.
4. — *Jurassic geology of the world.* Oliver and Bayd. Ltd., Edinburg, 1956.
5. Bayle E., *Fossiles principaux des terrains.* Explication de la Carte géol. de France, 1878, nr. 4.
6. Canavari M., *La fauna degli strati con Aspidoceras acanthicum di Monte Serra presso Camerino.* Pal. italica, 1896, vol. I.
7. Choffat P., *Description de la faune jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes, 1-re série : Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres-Vedras.* Dir. Res. trav. geol. Portugal, 1893.
8. Corroy G., *Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris.* Paris, 1932.
9. Favre E., *Description des fossiles du terrain jurassique de la montagne de Voirons (Savoie).* Mém. Soc. pal. Suisse, 1875, vol. 2.
10. — *Description des fossiles du terrain jurassique oxfordien des Alpes Fribourgeoise.* Mém. Soc. pal. Suisse, 1876, vol. 3.
11. — *La zone à Ammonites acanthiques dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie.* Mém. Soc. pal. Suisse, 1877, vol. 4.
12. — *Description des fossiles des couches tithoniques des Alpes Fribourgeoise.* Mém. Soc. pal. Suisse, 1880, vol. 6.
13. Fontannes F., *Description des Ammonites des calcaires du château de Crussol.* Lyon-Paris, 1879.
14. Gemmellaro G. G., *Sopra alcune fauna giurese e liasiche della Sicillia* (Texte et atlas). Stabilimento tipografia Lao, Palermo, 1872—1882.
15. Herbich F., *Das Szeklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile.* Mitt. Jahresb. k. ung. geol. Anst., 1878, partea A, vol. V.
16. Himșiașvili N. G., *Verhneiurskaia fauna Gruzzi.* Izd. An SSSR., Tbilisi, 1957.
17. Hölder H., *Die Ammoniten Gattung Taramelliceras im südwestdeutschen Unter-und Mittel-Malm.* Palaeontographica, 1955, vol. 106, partea A, fasc. 3—6.

18. Indans I., *Eine Ammonitenfauna aus dem Untertithon der Argentinischen Kordiliere in Süd-Mendoza.* Palaeontographica, 1956, vol. 105, partea A, fasc. 3—6.
19. Lóczy J. jun., *Monographie der Villanyer Callovian-Ammoniten.* Geol. hungarica, 1915, fasc. 3—4.
20. Lemoine P., *Ammonites du Jurass. sup. d'Analalava.* Ann. Pal., 1910, t. V.
21. Ksiazkiewicz M., *Jura i Kreda Bachowič.* Rocznik Pol. tow. geol., 1956, t. XXIV, fasc. 2—3.
22. Neumayr M., *Jurastudien.* 3. *Die Phylloceraten des Dogger und Malm.* Jahrb. geol. Reichsanst., 1871, vol. 21.
23. — *Die Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum Oppel.* Abhandl. k.k. geol. Reichsanst., 1873, vol. V.
24. Orbigny A., *Paléontologie française : terrains jurassiques.* Paris, 1842—1851.
25. Patrulius D., *Doggerul superior şi Malmul din Carpaţii Orientali.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, t. II, nr. 2, 1957.
26. Quenstedt F. A., *Die Cephalopoden : Petrefaktenkunde Deutschlands.* Tübingen, 1848—1849.
27. — *Der Jura.* Tübingen, 1858.
28. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Svinița-Faţa Mare.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, t. V, nr. 2, 1953.
29. Răileanu Gr., Bădăluţă A. şi Pelin M., *Studiul faunei cu Aptychus din calcarele jurasice superioare din zona Svinița-Svinecea-Mare* (Banat). Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria şt. nat., 1956, nr. 11 ; 1957, nr. 13.
30. Roman F., *Le Tithonique du massif du Djurdjura.* Mat. Carte, Alger, Imprimerie Alençonnaise, Alençon, 1936, fasc. 7.
31. — *Les Ammonites jurassiques et crétacés. Essai de genre.* Paris, 1938.
32. Siemiradzki J., *Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes.* Palaeontographica, 1899, vol. XLV.
33. Simionescu I., *Fauna jurasică din Bucegi.* Acad. Rom., Publ. fond. „V. Adamachi", 1905, vol. II, nr. 13, p. 223—263.
34. Slavin V. I., *Titon valanjinski amoniti Karpat.* Trud. Inst. Nauk, 1953, nr. 62.
35. Toucas A., *Étude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche.* Bull. Soc. Géol. de France, 1889—1890, seria a 3-a, vol. XVIII.
36. Trauth Fr., *Aptychenstudien.* Ann. d. Naturhist. Museums in Wien, 1927, 1928, 1930, 1931, 1936.
37. — *Die Punctaptychi des Oberjura und der Unterkreide.* Viena, 1935.
38. — *Lamellaptychus des Oberjura und Unterkreide. Beiträge z. Naturgeschichte d. Vorzeit.* Palaeontographica, 1938, vol. XLXXXVIII, partea A.
39. Valduga A., *Ammoniti ed Aptici neogiurassici dell Ogaden e della Somalia Sud-Occidentale.* Palaeontographica italica, 1952—1953, vol. XLVIII, nr. 6.
40. Wegele L., *Strat. u. faunist. Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimeridge Mittelfrankens.* Palaeontographica, 1929, nr. 71.
41. Zittel K. A., *Die Fauna der aelteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen.* Palaeontographica, Suppl. 2, 1870, nr. 1.

ASUPRA UNOR NOI IVIRI DE TORTONIAN ÎN DOBROGEA DE SUD

DE

MIRCEA CHIRIAC

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 9 iunie 1959

În urma unei călătorii întreprinse de Fr. Toula în Bulgaria de NE și în Dobrogea în anul 1882, acest autor semnalează în malul drept al Dunării, în avale de Seimeni, în fața satului Boasgic, existența unui strat de calcar cu *Pecten*, dispus între sarmațian și cretacic, strat care îi sugerează, prin fauna sa, asemănare cu „stratele oolitice cu *Pecten*" din împrejurimile Varnei (29).

Mai tîrziu, în 1912, G. Macovei menționează prezența primului etaj mediteranean în Dobrogea, între satele Seimeni și Boasgic, pe valea Siliștea, la coada lacului Domneasca și la vest de Cochirleni, în malul drept al Dunării (Dealul Podului). În urma determinării faunei din ivirile menționate mai sus, G. Macovei este de părere că acestea aparțin burdigalianului (15).

Referindu-se, în 1913, la depozitele mediteraneene din Dobrogea, S. Atanasiu este de părere că acestea ar aparține tortonianului, prin faptul că fauna citată de G. Macovei nu este strict caracteristică burdigalianului și că nicăieri în bazinul ponto-dacic nu se cunosc depozite miocene mai vechi decît tortonianul și sarmațianul (2).

În același an, G. Macovei, răspunzînd lui S. Atanasiu, își menține punctul său de vedere exprimat anterior (16). Într-o comunicare din 1934, G. Macovei și I. Atanasiu menționează o nouă ivire de mediteranean în Dobrogea, și anume în versantul nordic al Dealului Ceșme Culac Bair, dintre satele Omurcea și Murfatlar. Conservarea defectuoasă a faunei din acest afloriment nu a permis o determinare specifică, datorită cărui fapt autorii nu au putut aduce alte precizări stratigrafice. Tot în această lucrare se semnalează iviri de mediteranean pe valea Isikli, la vest de Bazargic, pe teritoriul Bulgariei (18).

În ceea ce privește extinderea paleogeografică a depozitelor mediteraneene în Dobrogea se arată, de către I. P. Voiteşti, că acestea au fost în legătură directă cu cele din bazinul Varnei (21).

În cursul său de geologie stratigrafică (1939), G. Macovei revine asupra vîrstei burdigaliene a ivirilor menționate anterior în Dobrogea

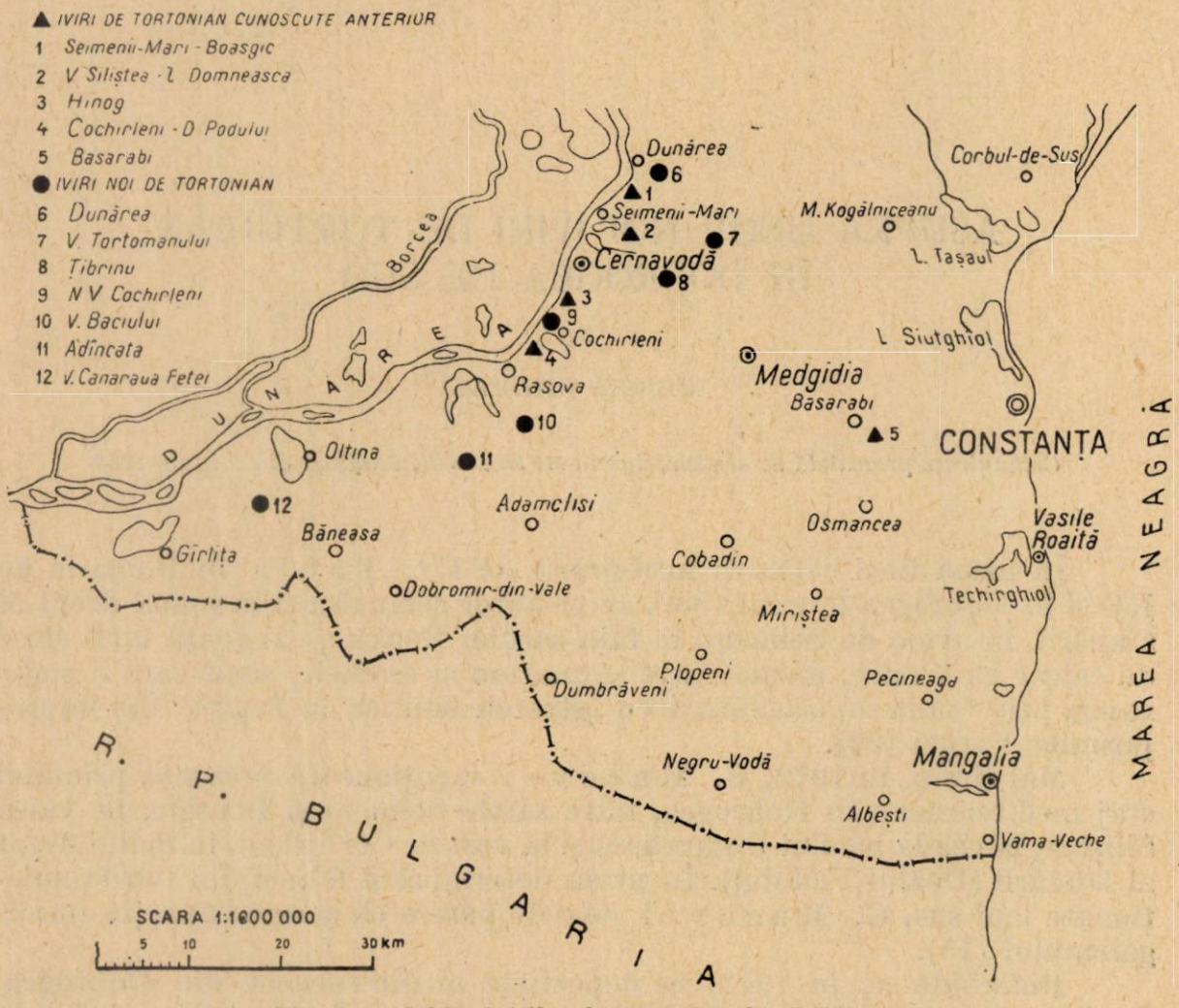


Fig. 1. — Schița ivirilor de tortonian din Dobrogea.

şi le atribuie tortonianului, bazat în special pe faptul că, atît în bazinul Varnei cît şi în întreaga Platformă Prebalcanică, nu se cunosc depozite miocene mai vechi decît tortonianul (17).

În 1940, I. Atanasiu arătînd răspîndirea şi raporturile stratigrafice ale mediteraneanului în Dobrogea, este de părere, referitor la vîrsta acestor depozite, că „fauna n-a fost studiată pînă în prezent dar pare să indice prezența Tortonianului'' (1)[1]).

Din punct de vedere cartografic, menționăm că pentru prima dată sînt figurate în Dobrogea de sud depozite miocene medii (m_2) pe harta geologică la scara 1 : 500 000, foaia 6 b a Institutului geologic (ediția 1937).

[1]) p. 73.

Pe această foaie, întocmită în cea mai mare parte de G. M a c o v e i, mediteraneanul figurează între comunele Seimenii-Mari şi Dunărea, în versantul sudic al văii Siliştea şi al lacului Domneasca, în malul drept al Dunării la VSV de Cochirleni, în dreptul Ostrovului Hinog, şi în versantul sudic al văii Carasu, între Basarabi şi valea Seacă.

În cursul cercetărilor geologice pe care le-am întreprins în Dobrogea de sud între anii 1953 şi 1958, am semnalat, în afară de cele cunoscute pînă în prezent, încă 7 iviri de tortonian, şi anume : în versantul stîng al văii Boasgic, la E şi NE de comuna Dunărea ; în versantul stîng al văii Tortomanului la NE de comuna Tortoman ; în versantul stîng al văii Defcea, lîngă satul Ţibrinu ; în malul drept al Dunării la NV de comuna Cochirleni ; în versantul drept al văii Baciului între satul Haţeg şi Balta Baciului ; în versantul stîng al văii Polucci, în amunte de satul Adîncata şi în versantul stîng al văii Canaraua Fetei, în porţiunea dintre lacurile Iortmac şi Ciamurlia (fig. 1)[1]).

1. IVIREA DE LA E ŞI NE DE COMUNA DUNĂREA

L o c a l i z a r e. Tortonianul aflorează în versantul stîng al văii Boasgic la E şi NE de comuna Dunărea, pe o lungime de aproximativ 1 500 m (fig. 2).

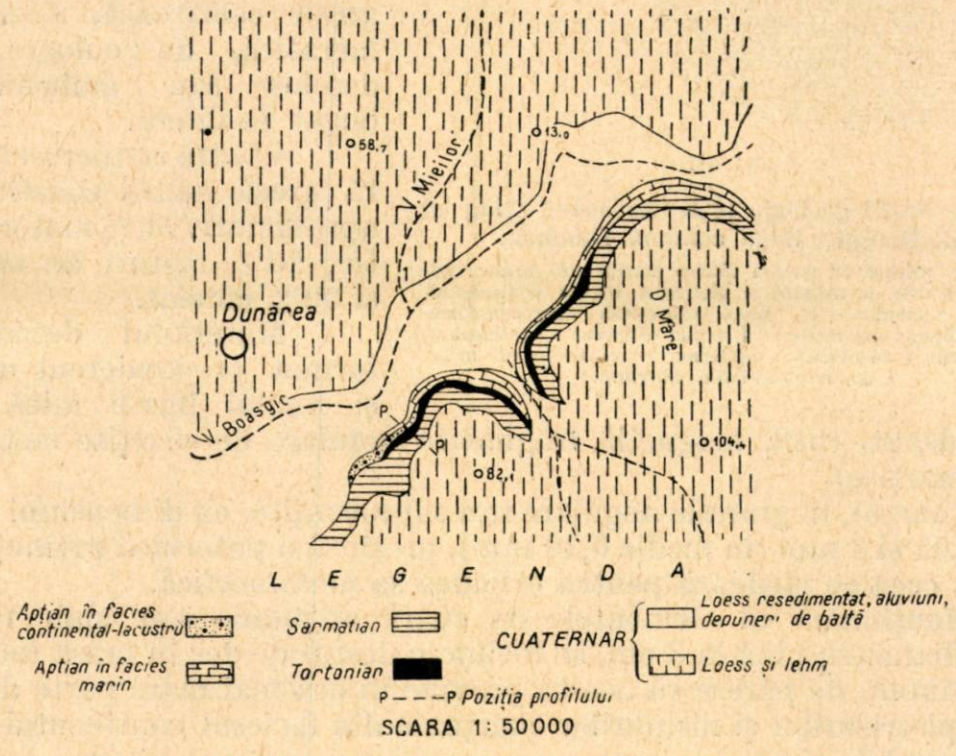


Fig. 2. — Harta geologică a perimetrului localităţii Dunărea.

R a p o r t u r i s t r a t i g r a f i c e. Această formaţiune este dispusă transgresiv peste apţian şi acoperită de sarmaţian.

[1]) M. C h i r i a c, *Rapoarte geologice de cartare şi prospecţiune în Dobrogea de sud între anii 1953—1958*. Arhiva Comitetului geologic, Bucureşti.

În partea sud-vestică a ivirii, tortonianul se așterne peste faciesul continental-lacustru al aptianului constituit din argile caolinice nisipoase și pietrișuri cuarțoase, pe cînd în partea centrală și cea nord-estică a aflorimentului, el stă pe faciesul marin al aptianului, reprezentat prin calcare cu rudiști.

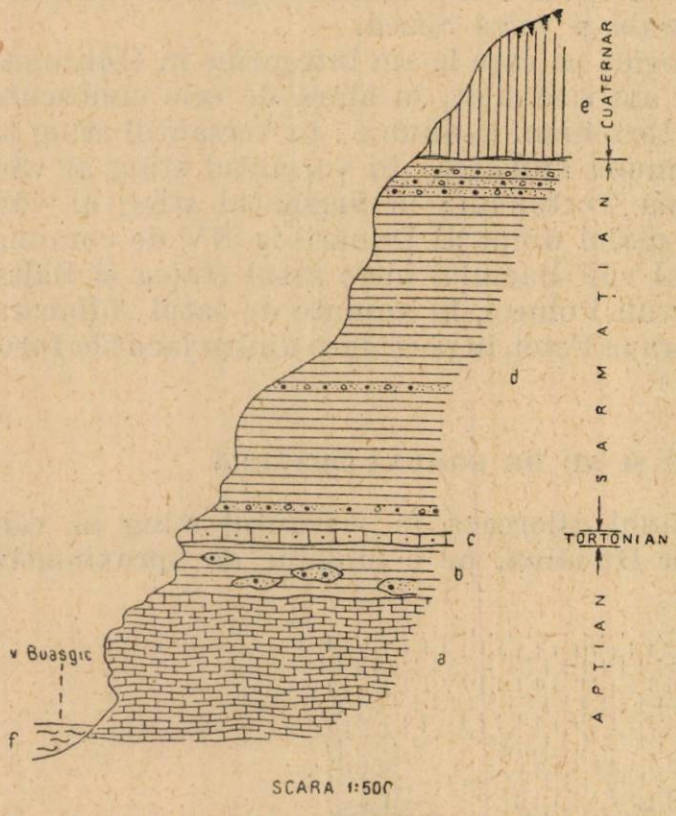


Fig. 3. — Profil geologic prin versantul stîng al văii Boasgic, lîngă comuna Dunărea.

Aptian — *a*, calcare cu rudiști (facies marin); *b*, argile caolinice cu lentile de nisipuri și pietrișuri (facies continental-lacustru); tortonian — *c*, gresie calcaroasă microconglomeratică, fosiliferă; sarmațian — *d*, argile nisipoase cu intercalații de pietrișuri și bolovăniș; cuaternar — *e*, lehm și loess; *f*, depuneri de baltă, aluviuni.

Sarmațianul, care acoperă transgresiv tortonianul, este constituit aici din argile cafenii deschis sau verzui, care includ, la diferite nivele, lentile de pietrișuri și bolovănișuri (fig. 3).

Atît spre NE cît și spre SV, depozitele tortoniene se subțiază pînă la dispariție, încît sarmațianul ia contact direct cu aptianul.

Constituție litologică. Tortonianul, cu o grosime cuprinsă între 0,20 și 0,50 m, este constituit dintr-o gresie calcaroasă, microconglomeratică, de culoare cafenie deschis sau galbenă-cafenie, bogat fosiliferă.

Văzută la microscop, această gresie apare constituită din aproximativ 50% material detritic, 20% resturi de organisme și 30% ciment.

Materialul detritic este format preponderent din cuarț și numai într-o mică măsură din feldspat, rutil, magnetit, fragmente angulare de cuarțite metamorfice (metacuarțite).

Cuarțul, în granule angulare sau subrotunjite, cu dimensiuni cuprinse între 0,02 și 3 mm (în medie 0,30 mm), prezintă o puternică extincție ondulatorie, ceea ce pledează pentru originea sa metamorfică.

Menționăm că elementele de cuarț angulare sau slab rotunjite, cu un diametru pînă la 3 cm, se întîlnesc destul de des în masa rocii.

Sîntem de părere că acesta provine în cea mai mare parte din remanierea pietrișurilor și nisipurilor cuarțoase din faciesul continental-lacustru al aptianului.

Feldspații sînt sporadici, întîlnindu-se sub formă de granule de dimensiuni cuprinse între 0,15 și 0,25 mm. Cuarțitele metamorfice sînt relativ frecvente, în granule de 0,5—1 mm.

Organisme. Numeroase globigerine cu dimensiuni cuprinse între 0,10 și 0,25 mm, rare milioide (*Triloculina*, *Quinqueloculina*), numeroase

exemplare probabil de *Elphidium*, ostracode, resturi de cochilii de lamellibranhiate etc. Cimentul, probabil de origine organică, este reprezentat prin calcit cristalizat granular sau microgranular. Roca prezintă numeroşi pori care sînt tapisaţi cu calcit.

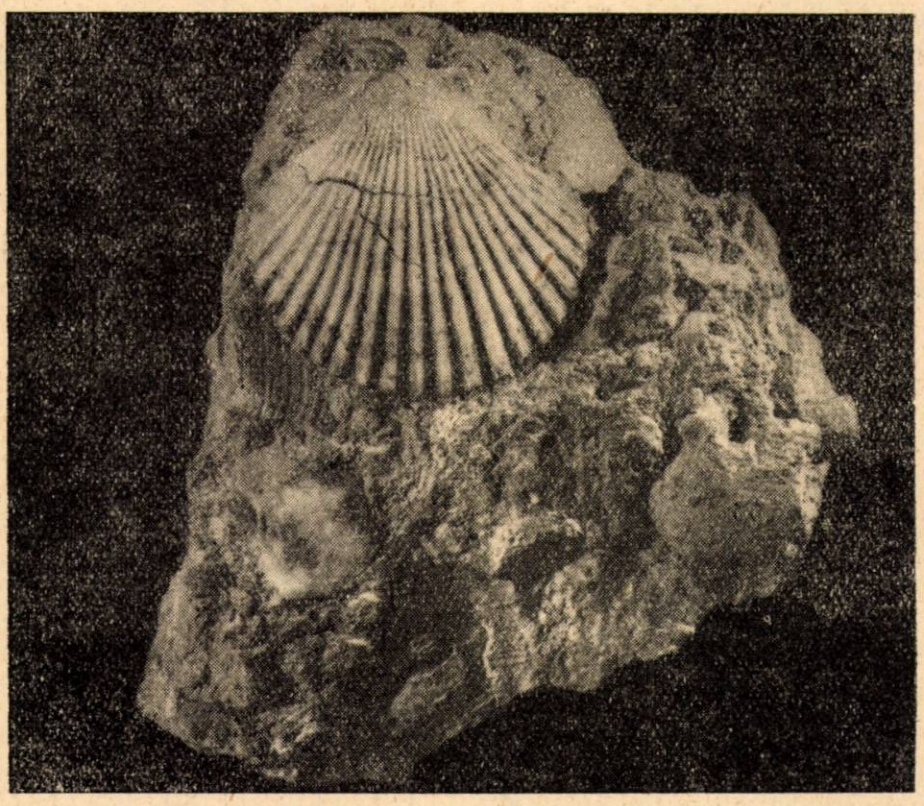


Fig. 4. — Gresie calcaroasă microconglomeratică cu *Chlamys domgeri derbentica* (Grig.-Beres.) din tortonianul de la Dunărea (foto. M. Chiriac).

Uneori cimentul în jurul granulelor capătă un caracter accentuat de crustificaţie. Oxizii de fier (limonit) pigmentează pe alocuri cimentul şi resturile de organisme.

Fauna. Gresia calcaroasă microconglomeratică conţine o mai bogată faună decît în ivirea dintre Seimeni şi Dunăre, însă în afară de exemplarele de *Ostrea* şi *Chlamys* (fig. 4), s-a păstrat numai sub formă de mulaje şi impresiuni.

Din această faună am determinat pînă în prezent :

Arca (*Anadara*) *turoniensis* Duj.
„ „ „ *bosphorana* David
„ „ *diluvii* Lam.
Chlamys domgeri derbentica (Grig.-Beres.)
„ *pertinax* (Zhizh.)
Ostrea (*Crassostrea*) *gryphoides* Schlot.
„ „ „ *gingensis* Schlot.
„ „ „ *angustata* Serr.
„ (*Ostrea*) *digitalina* Dub.
Cardium (*Ringicardium*) *hians danubium* May.
„ *centumpanium* Andrus.
„ *pseudomulticostatum* (Zhizh.)
Pitaria (*Paradione*) *islandicoides* (Lam.)
„ „ „ *elongata* (Schaff.)
„ „ „ *curta* (Schaff.)
Corbula sp.
Turritella sp.
Natica sp.

Facies. Cu toate că ivirea de tortonian descrisă aici se găsește situată numai la 1 km de porțiunea nord-vestică a ivirii de la Seimeni—Boasgic, totuși faciesul primei este cu mult deosebit de al celei din urmă.

Astfel, în ivirea de la Dunăre, faciesul este detritic, litoral, reprezentat prin gresii calcaroase cu mult material terigen și printr-o faună mai variată, în schimb în ivirea de la Seimeni—Boasgic predomină faciesul carbonatat, constituit din calcare și marno-calcare, cu o faună mai uniformă din punctul de vedere al numărului genurilor și speciilor.

2. IVIREA DE PE VALEA TORTOMANULUI

Localizare. În versantul stîng al văii Tortomanului, la NE de comuna Tortoman, tortonianul aflorează pe o lungime de aproximativ 3 200 m.

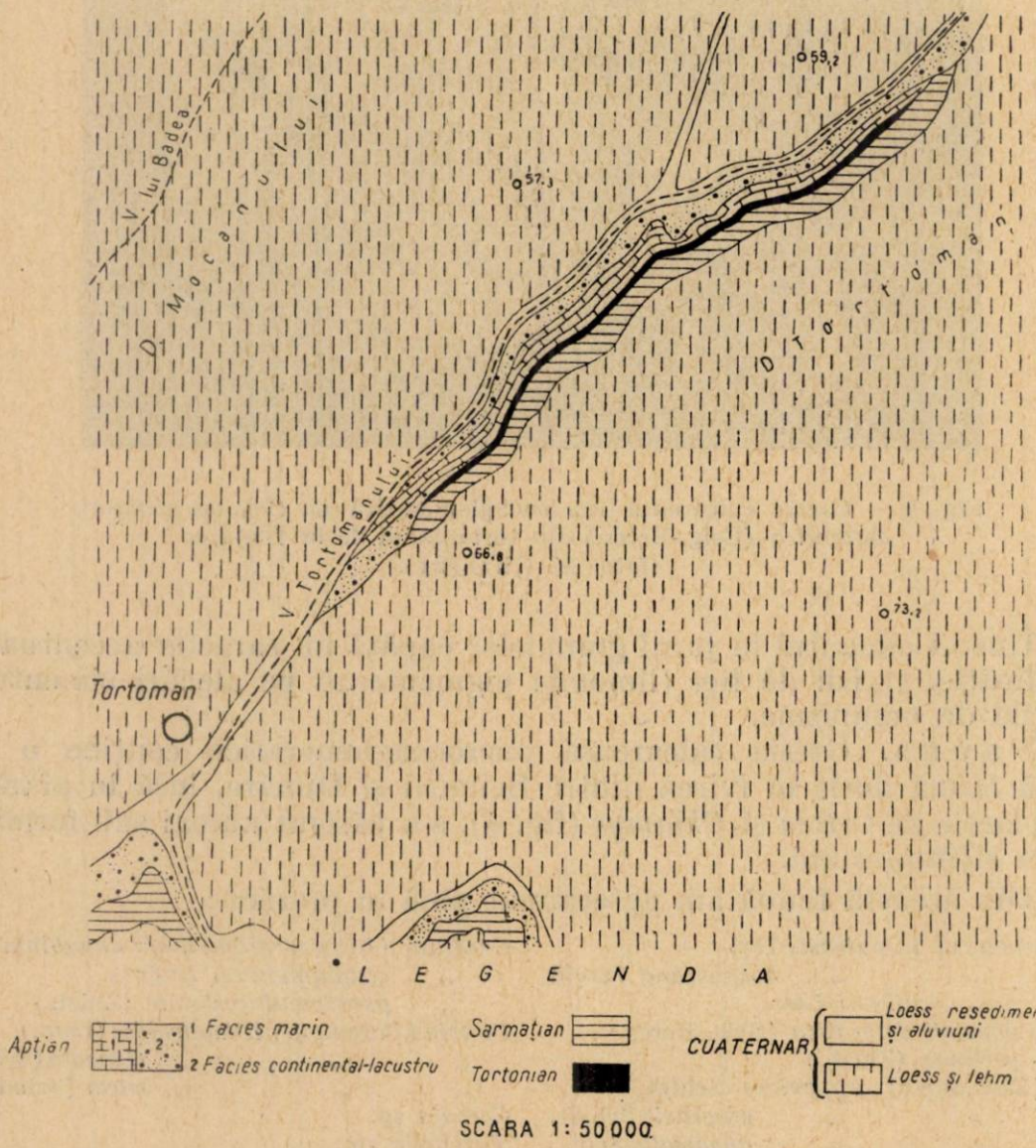


Fig. 5. — Harta geologică a perimetrului văii Tortomanului.

Raporturi stratigrafice. Ca și în ivirea de la E de Dunărea, tortonianul se așază pe depozite aparținînd apțianului și este acoperit de sarmațian. Pe o mică porțiune către SV, tortonianul este așezat peste pietrișurile și nisipurile faciesului continental-lacustru al apțianului, iar în restul ivirii stă peste gresiile calcaroase cu orbitoline ale faciesului marin al apțianului (fig. 5). Menționăm că faciesul marin al apțianului se intercalează în depozitele continental-lacustre ale aceleași formațiuni.

Sarmațianul din acoperișul tortonianului este constituit în bază din argile nisipoase verzui, peste care se așază un orizont de calcare lumașelice cu *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb.

Constituție litologică. Tortonianul, cu o grosime cuprinsă între 0,20 și 0,30 m, este alcătuit dintr-un marno-calcar alb-gălbui, care pe alocuri este foarte alterat. În bază, uneori se interpune, între marno-calcar și apțian, un strat de argilă verzuie de 0,03—0,06 m.

Marno-calcarul cuprinde o bogată faună de ostrei și foarte rare exemplare de *Chlamys*.

Fauna. Din fauna întîlnită aici am determinat pînă acum :

Chlamys domgeri derbentica (Grig.-Beres.)
Ostrea (Crassostrea) gryphoides Schlot.
„ „ „ *gingensis* Schlot.
„ „ „ *angustata* Serr.
„ *(Ostrea) digitalina* Dub.

Facies. Tortonianul este reprezentat printr-un facies calcaro-argilos, cu faună neritico-litorală.

3. IVIREA DE LA ȚIBRINU

Localizare. Tortonianul aflorează pe o lungime de aproximativ 300 m în versantul sudic al văii Defcea, în fața satului Țibrinu (fig. 6).

Raporturi statigrafice. Se dispune transgresiv peste albian și este acoperit de către depozite sarmațiene.

Albianul a rămas aici ca un petic scăpat de eroziune, într-un relief al depozitelor continental-lacustre ale apțianului. În bază, această formațiune prezintă un orizont de nisipuri glauconitice cu pietriș, peste care urmează 3—5 m nisipuri verzui, bogate în glauconit.

Sarmațianul din acoperișul tortonianului are în bază un orizont gros de 3—6 m, de argile verzui, peste care se dispune orizontul calcarelor lumașelice cu *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb. și *Irus gregarius ponderosus* (d'Orb.) (fig. 7).

Constituție litologică. Tortonianul prezintă aici două orizonturi litologice distincte : în bază un orizont argilos, cu o grosime cuprinsă între 0,03 și 0,08 m, peste care se dispune un orizont de marno-calcar alb-gălbui, gros de 0,20—0,35 m.

Argila bazală, de culoare verzuie, este în cea mai mare parte nisipoasă, conținînd un procent ridicat de nisip glauconitic, remaniat din albian.

Marno-calcarul este în afloriment sfărîmicios, fiind puternic alterat ; în unele zone este străbătut de mici fisuri, colmatate descendent cu argilă verzuie din sarmațian.

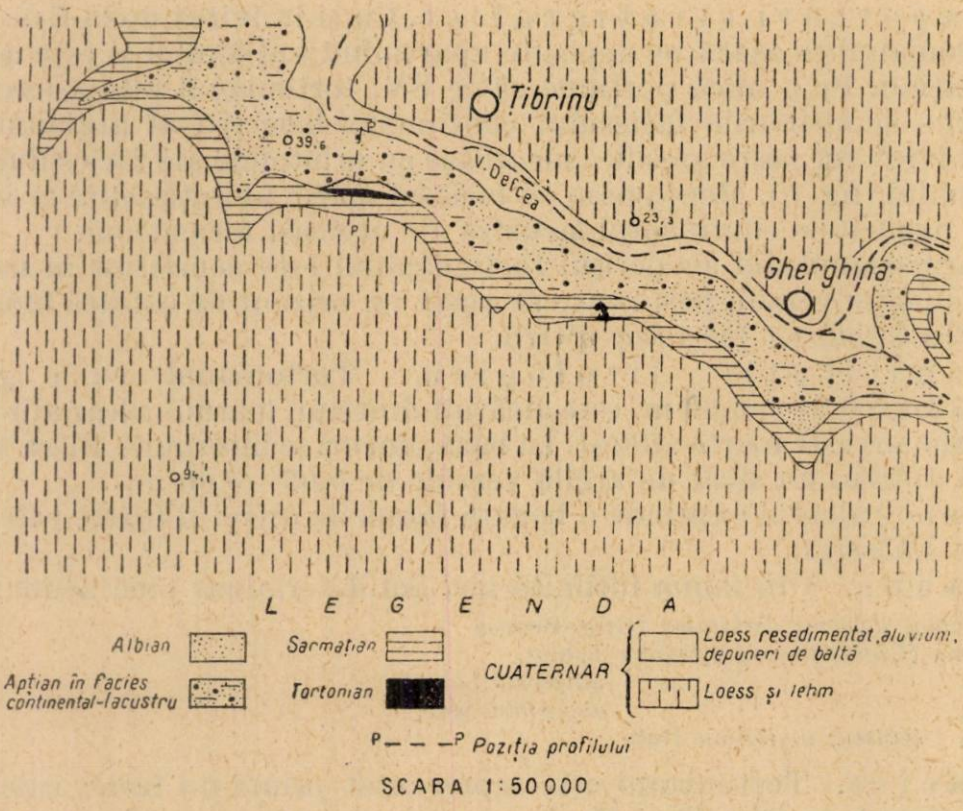


Fig. 6. — Harta geologică a perimetrului localității Țibrinu.

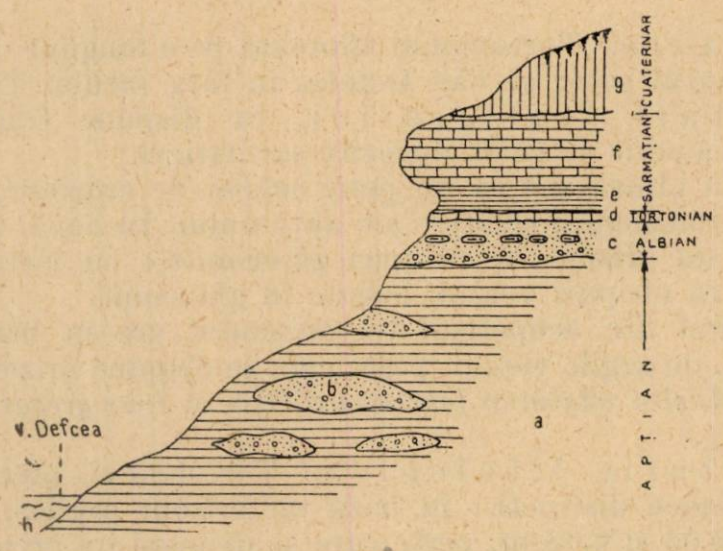


Fig. 7. — Profil geologic prin versantul sudic al văii Defcea, în dreptul satului Țibrinu.

Apțian — *a*, argile caolinice multicolore cu intercalații lenticulare de nisipuri și pietriș; *b*, intercalație lenticulară de nisip silicios cu pietriș în masa argilelor caolinice; albian — *c*, nisipuri și gresii glauconitice cu pietriș în bază; tortonian — *d*, calcar fosilifer, în bază cu argilă verzuie; sarmațian — *e*, orizontul argilei verzui; *f*, orizontul calcarelor lumașelice cu *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb.; cuaternar — *g*, lehm și loess; *h*, depuneri de baltă, aluviuni.

F a u n a. Din fauna inclusă în marno-calcar am determinat pînă în prezent :

Chlamys pertinax (Zhizh.)
„ *domgeri derbentica* (Grig.-Beres.).
Ostrea (*Crassostrea*) *gryphoides* Schlot.
„ (*Ostrea*) *digitalina* Dub.,
„ „ *frondosa* Serr.

F a c i e s. Tortonianul este reprezentat printr-un facies carbonatat cu faună neritico-litorală.

4. IVIREA DE LA NV DE COCHIRLENI

L o c a l i z a r e. Tortonianul aflorează pe o lungime de 70—80 m în malul drept al Dunării, la NV de comuna Cochirleni (fig. 8).

R a p o r t u r i s t r a t i g r a f i c e. Se dispune transgresiv peste gresiile și nisipurile glauconitice ale albianului și este acoperit de argila

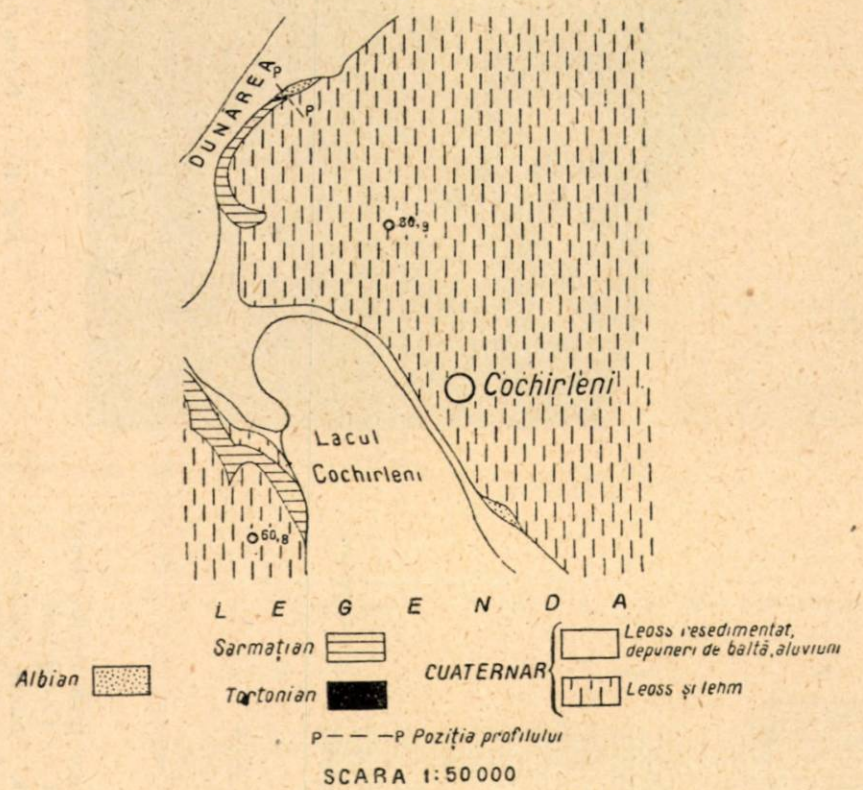


Fig. 8. — Harta geologică a perimetrului localității Cochirleni.

verzuie din baza sarmațianului (fig. 9). Tortonianul înclină aici cu 7—8° către SV, ca și albianul (fig. 10).

C o n s t i t u ț i e l i t o l o g i c ă. Tortonianul are în bază o argilă verzuie nisipoasă de 0,05—0,20 m grosime, peste care se dispune un calcar albicios, cu o grosime cuprinsă între 0,20 și 0,50 m.

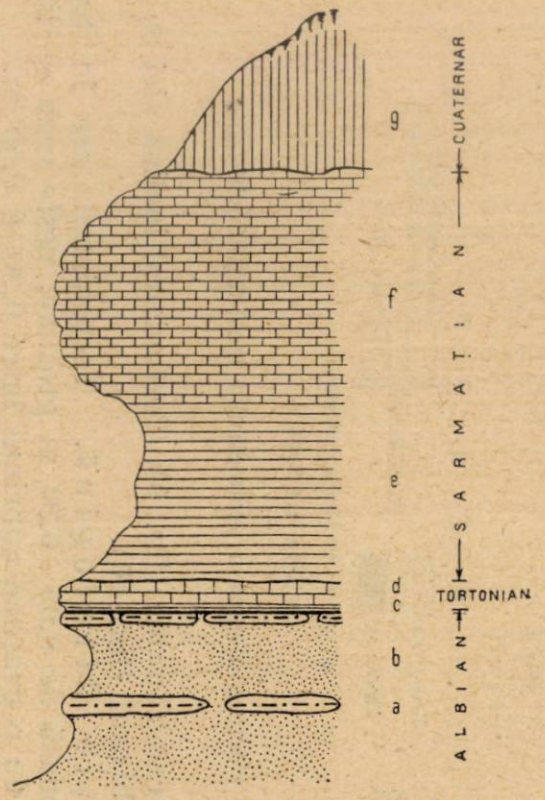


Fig. 9. — Profil geologic prin malul drept al Dunării, la NV de Cochirleni.

a, gresii glauconitice; *b*, nisipuri glauconitice; *c*, argilă verzuie, nisipoasă; *d*, calcar fosilifer; *e*, orizontul argilos bazal; *f*, orizontul calcarelor cu *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb.; *g*, loess.

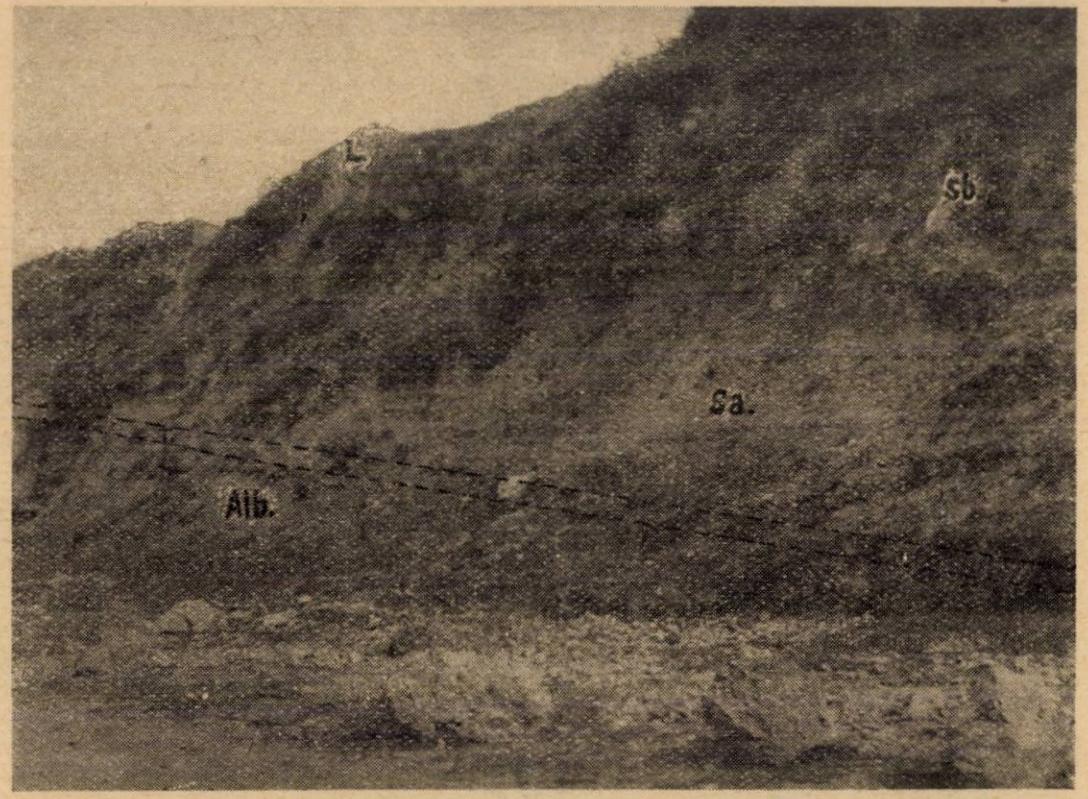


Fig. 10. — Ivirea de tortonian de la NV de Cochirleni.

Alb., albian; *T.*, tortonian; *Sa.*, sarmaţian — orizontul argilos bazal; *Sb.*, sarmaţian — orizontul calcarelor cu *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb.; *L.*, loess (foto M. Chiriac).

Argila bazală conține un procent ridicat de nisip verzui, glauconitic, remaniat din albian.

Calcarul este pe alocuri puternic alterat, sfărîmicios, iar pe alte porțiuni mai compact și mai dur.

F a u n a . Din fauna cuprinsă în calcar și păstrată în cea mai mare parte în mulaje și impresiuni, am determinat pînă în prezent :

Arca (*Anadara*) sp.
Chlamys pertinax (Zhizh.)
„ *domgeri derbentica* (Grig.-Beres.)
Ostrea (*Crassostrea*) *gryphoides* Schlot.
„ „ „ *gingensis* Schlot.
„ (*Ostrea*) *digitalina* Dub.
Cardita sp.
Congeria sp.
Loripes (*Loripes*) *dujardini* (Desh.)
Cardium (*Ringicardium*) *hians danubianum* May.
„ *impar* Zhizh.
Pitaria islandicoides (Lam.)
Venus sp.
Turritella sp.

F a c i e s. Și în această ivire tortonianul este tot într-un facies carbonatat cu faună neritică.

5. IVIREA DE PE VALEA BACIULUI

L o c a l i z a r e. În versantul drept al văii Baciului, între satul Hațeg și Balta Baciului, am întîlnit, în apropierea limitei dintre albian și

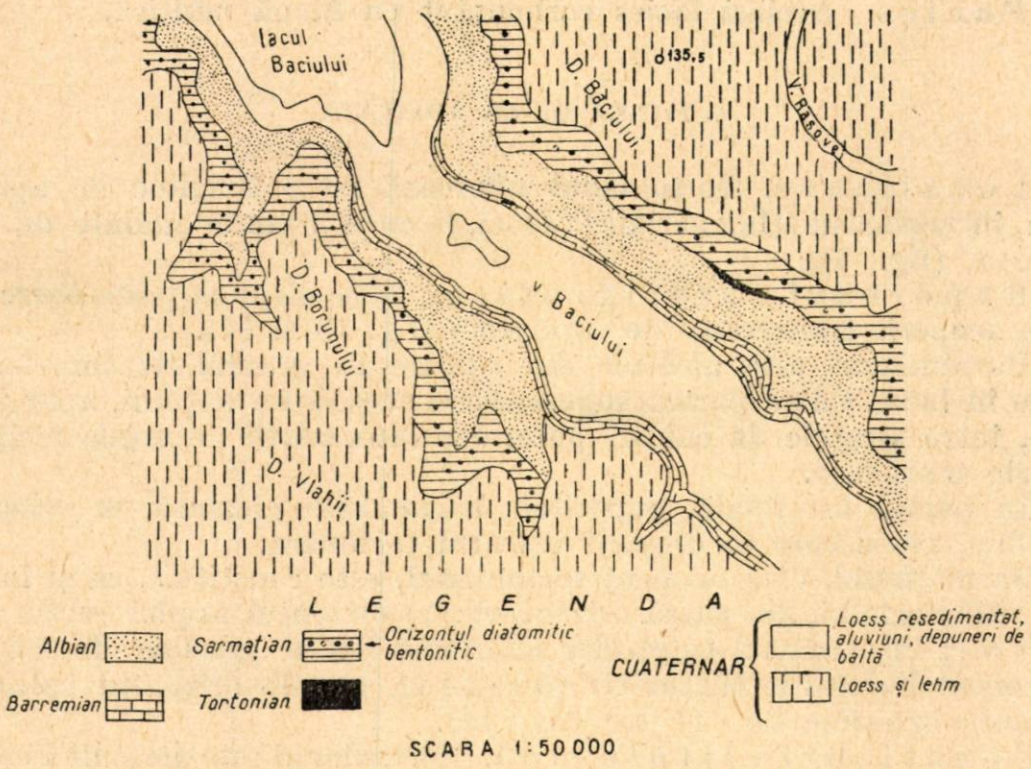


Fig. 11. — Harta geologică a perimetrului văii Baciului.

sarmațian, pe o lungime de 200—250 m, fragmente de calcar albicios, cu resturi de *Chlamys* și *Ostrea* (fig. 11).

Raporturi stratigrafice. Tortonianul este dispus aici peste albian şi suportă sarmaţianul. Albianul este constituit din nisipuri glauconitice galbene-verzui. La diferite nivele, în masa nisipurilor, se întîlnesc concreţiuni stratiforme de gresii glauconitice.

Sarmaţianul din acoperişul tortonianului este alcătuit din patru orizonturi litologice distincte : 1) orizontul argilei verzui (în bază) ; 2) orizontul calcarelor inferioare (calcare cu intercalaţii de argile) ; 3) orizontul diatomitic-bentonitic (diatomite cu lentile de argile bentonitice) ; 4) orizontul calcarelor superioare (calcare lumaşelice cu *Nubecularia* şi *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb.

Constituţie litologică. Din cauza unor mici pornituri ale argilei din baza sarmaţianului, ca şi a unor petice subţiri de loess, nu s-a putut aprecia grosimea stratigrafică a tortonianului din această ivire şi, totodată, nu se poate observa natura sa litologică.

Singurele indicii asupra constituţiei litologice rezultă din examinarea cîtorva fragmente de calcar cu *Chlamys*, recoltate de pe pantă.

Se observă astfel că tortonianul aici este constituit dintr-un calcar albicios, sfărîmicios şi poros, asemănător întrucîtva cu acela de la Cochirleni.

Fauna. Din fauna inclusă în bucăţile de calcar am determinat :

Chlamys pertinax (Zhizh.)
Ostrea (Ostrea) digitalina Dub.

Facies. Acelaşi facies carbonatat cu faună neritică.

6. IVIREA DE LA ADÎNCATA

Localizare. Tortonianul aflorează pe o lungime de aproape 200 m, în versantul stîng al văii Polucci, la circa 2 km în amunte de satul Adîncata (fig. 12).

Raporturi stratigrafice. El se dispune peste barremian şi este acoperit transgresiv de sarmaţian (fig. 13 şi 14).

Barremianul este alcătuit din calcare în general stratificate, mai masive în bază. Către partea superioară a acestei formaţiuni, apar intercalate, între stratele de calcar, puternice intercalaţii de argile nisipoase şi argile marnoase.

În partea terminală, depozitele barremiene prezintă un calcar cu orbitoline, peste care se dispune calcarul tortonian.

Sarmaţianul, care acoperă tortonianul, este constituit, ca şi în versanţii văii Baciului, din patru orizonturi : 1) orizontul argilei verzui (grosime 9 m) ; 2) orizontul calcarelor inferioare (cu o grosime de 14 m) ; 3) orizontul diatomitic-bentonitic (grosime 11 m) ; 4) orizontul calcarelor superioare (grosime 15—17 m) (fig. 15).

Constituţie litologică. Tortonianul este alcătuit dintr-un calcar alb, uşor gălbui, lumaşelic, cu numeroase goluri provenite din solubilizarea cochiliilor de moluşte. În afloriment se observă că acest calcar este străbătut de numeroase fisuri, care-l fac să se fragmenteze uşor în blocuri (fig. 16). Grosimea formaţiunii este cuprinsă aici între 0,70 şi 1,30 m.

Văzută la microscop, roca este un calcar organogen pseudoolitic cu material detritic. Masa rocii este formată, în cea mai mare parte, din CO_3Ca de precipitare chimică și se prezintă sub trei aspecte : fin granular (lutit), pseudoolitele și calcarul de crustificație.

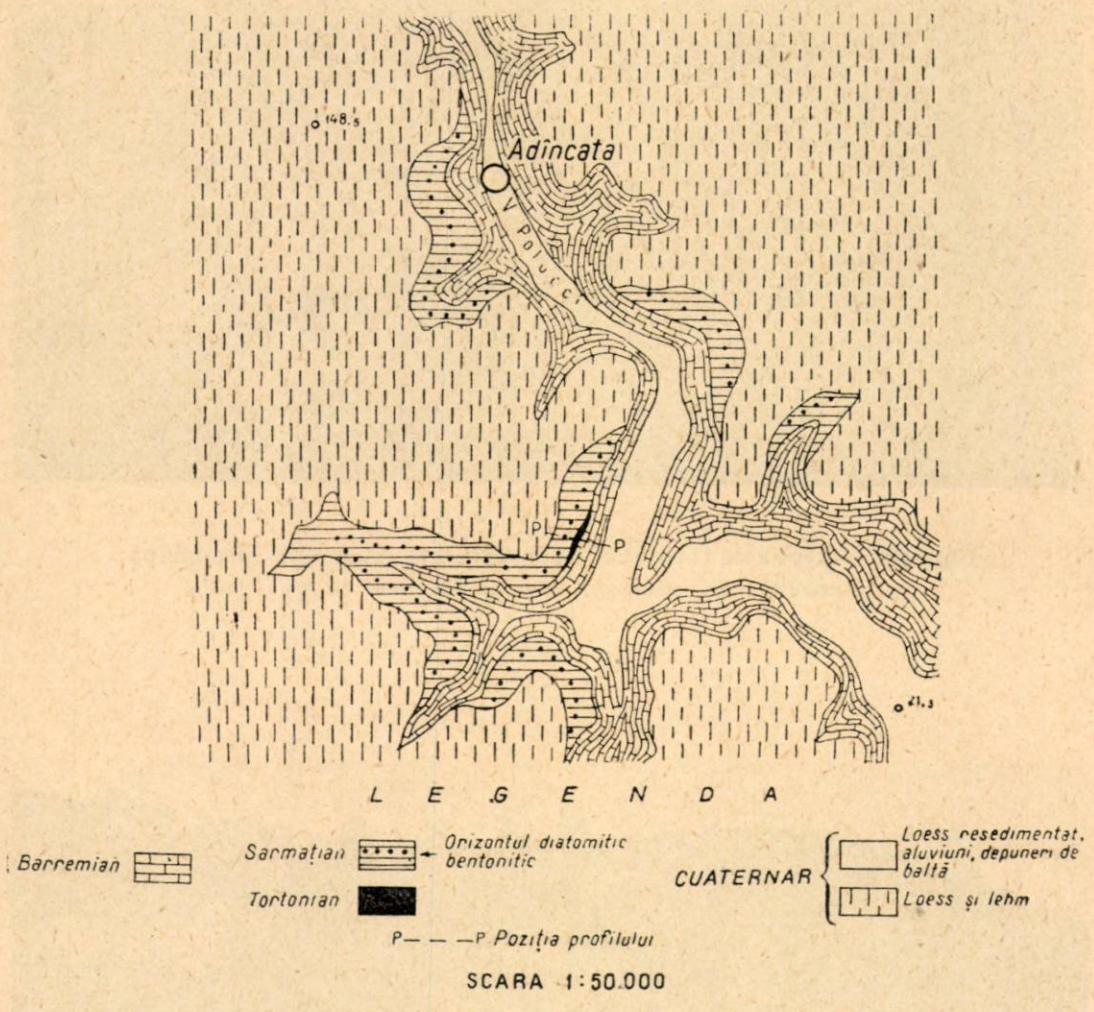


Fig. 12. — Harta geologică a perimetrului localității Adîncata.

Lutitul rezultă din materialul fin pelitic, amestecat cu carbonat de calciu de precipitare.

Pseudoolitele au forme sferice, lipsite de nucleu, cu structură foarte adeseori ștearsă de diageneză, cu dimensiuni cuprinse între 0,08 și 0,20 mm. Ele provin din precipitări. Pseudoolitele sînt prinse în calcarul de crustificație, ceea ce ne arată că acesta din urmă s-a format mai recent decît primele.

Ultima generație este reprezentată prin calcitul recristalizat, care ocupă golurile dintre fragmentele detritice și din interiorul organismelor.

Ca organisme se întîlnesc : fragmente de tuburi de *Serpula* plăci de crinoizi, fragmente de cochilii de lamellibranhiate și uneori, fragmente de alge.

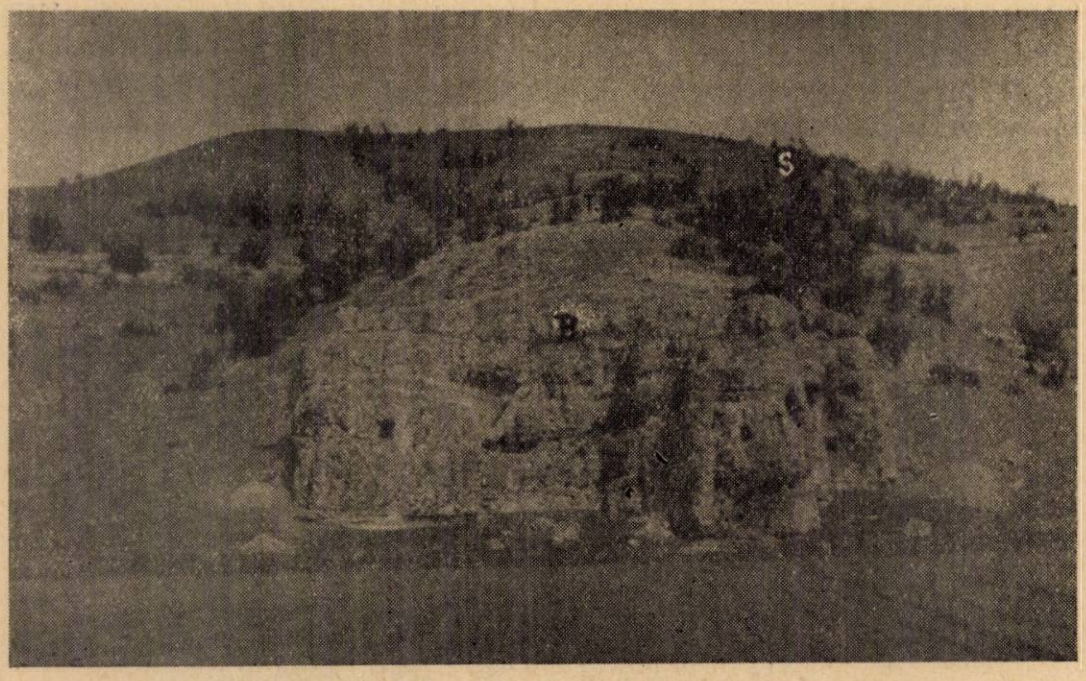


Fig. 13. — Ivirea de tortonian de la Adîncata (vedere de ansamblu).
B., barremian; *T.*, tortonian, *S.*, sarmaţian (foto M. Chiriac).

Fig. 14. — Ivirea de tortonian de la Adîncata (detaliu).
B., barremian; *T.*, tortonian; *S.*, sarmaţian (foto M. Chiriac).

Fig. 15. — Ivirea de tortonian de la Adîncata (detaliu).
B., barremian; *T.*, tortonian; *S.*, sarmaţian (foto M. Chiriac)

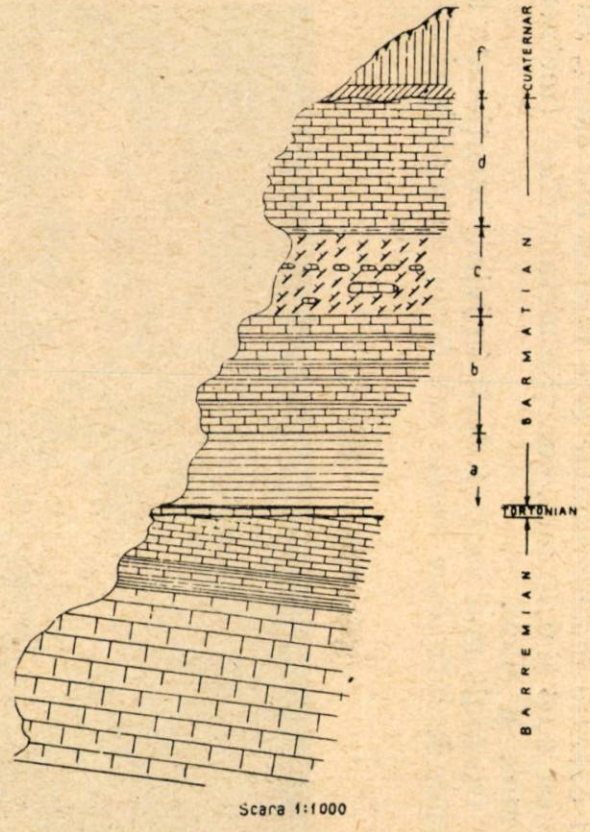


Fig. 16. — Profil geologic prin versantul stîng al văii Polucci, în amunte de satul Adîncata.
Sarmaţian — *a*, orizontul argilei bazale; *b*, orizontul calcarului inferior; *c*, orizontul diatomitic — bentonitic; *d*, orizontul calcarelor superioare; cuaternar — *f*, lehm şi loess.

Materialul detritic inechigranular este format din cuarț, cu dimensiuni cuprinse între 0,06 și 0,70 mm, cuarțite metamorfice (metacuarțite), de 0,20—0,40 mm, și silex.

F a u n a. Cu mult mai variată decît în ivirile menționate anterior, s-a păstrat aproape în întregime numai sub formă de mulaje și impresiuni (fig. 17).

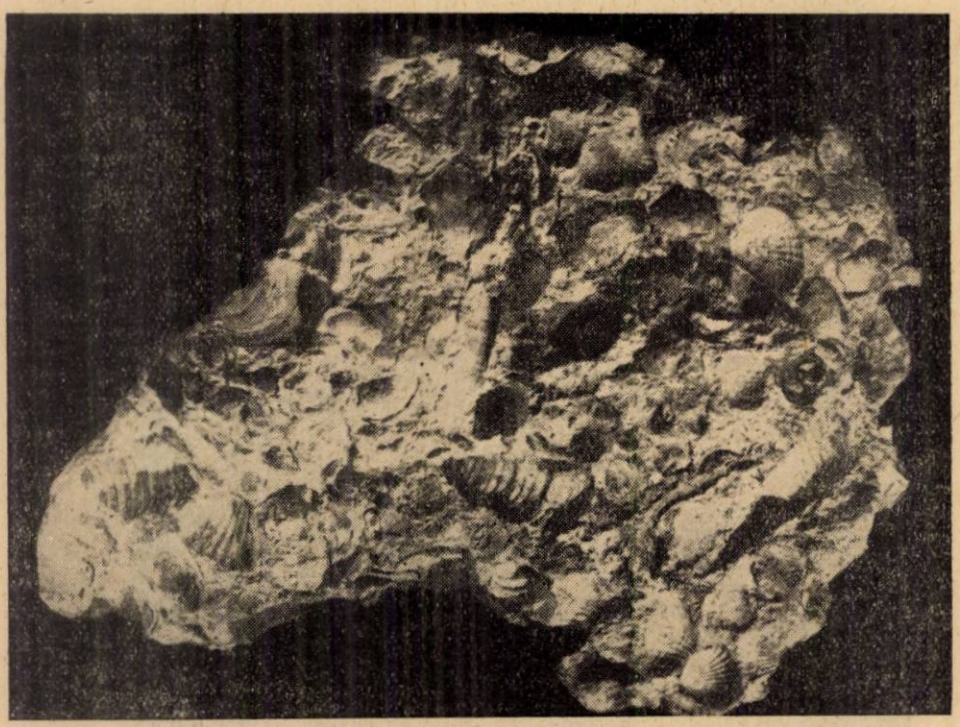


Fig. 17. — Calcar lumașelic de la Adîncata cu *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis tricincta* Schaff. și *Cardiacee*.

Pînă acum am determinat următoarele forme :

Chlamys pertinax (Zhizh.)
Ostrea (*Crassostrea*) *digitalina* Dub.
Cardita (*Venericardia*) *laticosta* Eichw.
Beguina (*Mytilicardia*) *crassa vindobonensis* (Sacco)
Congeria sp.
Loripes (*Loripes*) *dujardini* (Desh.)
Chama toulai David.
Cardium centumpanium Andrus.
„ *pseudomulticostatum* Zhizh.
„ *hispidiforme* David.
Pitaria islandicoides (Lam.)
Venus sp.
Lutraria sp.
Corbula sp.
Ervilia sp.
Calliostoma sp.
Turritella (*Haustator*) *vermicularis tricincta* Schaff.
Turritella (*Archimediella*) *pythagoraica* Hilb.
Xenophora sp.
Planorbis pseudoammonia Toula
Helix sp.

F a c i e s. Tortonianul de la Adîncata este dezvoltat într-un facies neritic zoogen.

7. IVIREA DE LA CANARAUA FETEI

Localizare. Tortonianul aflorează în versantul stîng al văii Canaraua Fetei, între lacurile Iortmarc și Ceamurlia, la circa 1,8 km N de Lipnița (fig. 18).

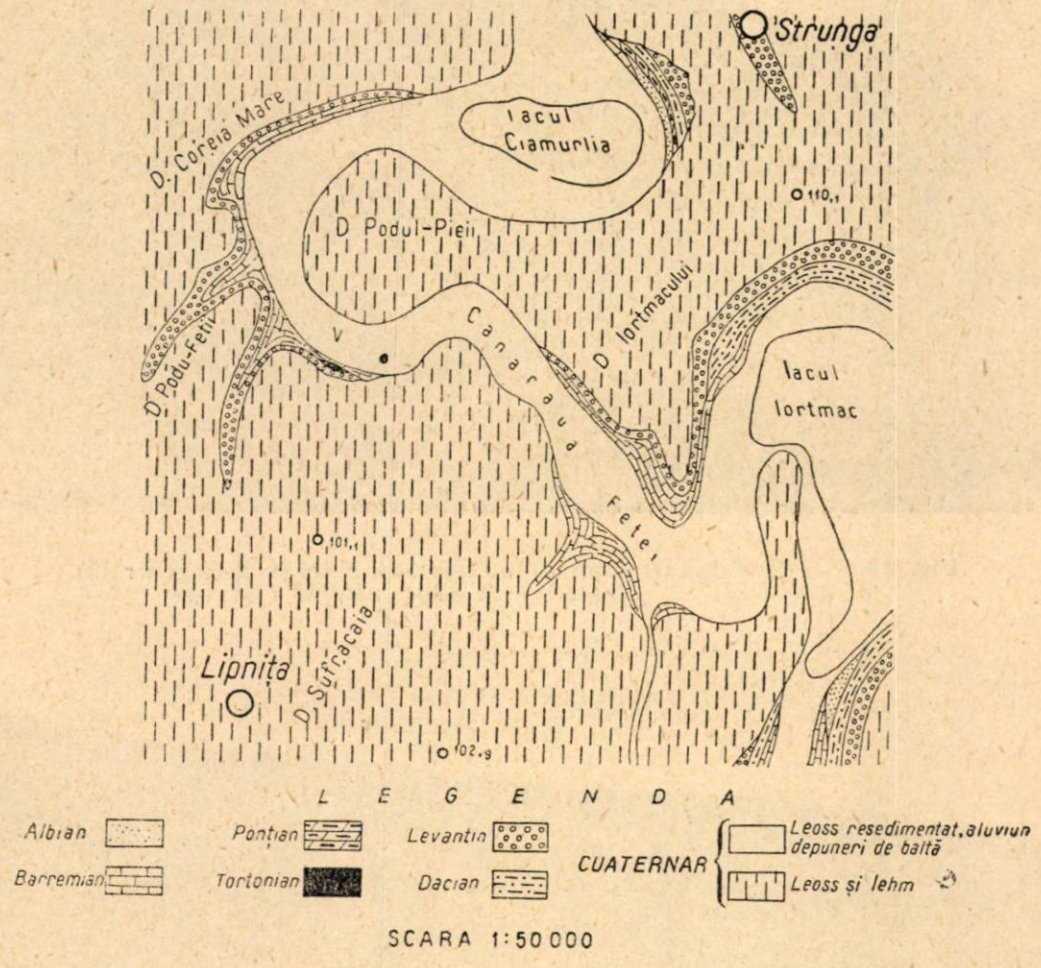


Fig. 18. — Harta geologică a perimetrului văii Canaraua Fetei.

Raporturi stratigrafice. Această formațiune se găsește situată într-un vechi relief carstic al barremianului și este acoperită transgresiv de levantin (fig. 19 și 20). Barremianul este constituit din calcare cu intercalații subțiri de argile marnoase.

Levantinul, care acoperă tortonianul, prezintă în bază un orizont de calcar, lacustru, peste care se dispun pietrișuri și bolovănișuri (fig. 21).

Constituție litologică. Tortonianul este constituit din nisipuri albicioase, cuarțoase medii și mari, cu un procent redus de pietriș. Grosimea maximă a acestor nisipuri este de 3 m.

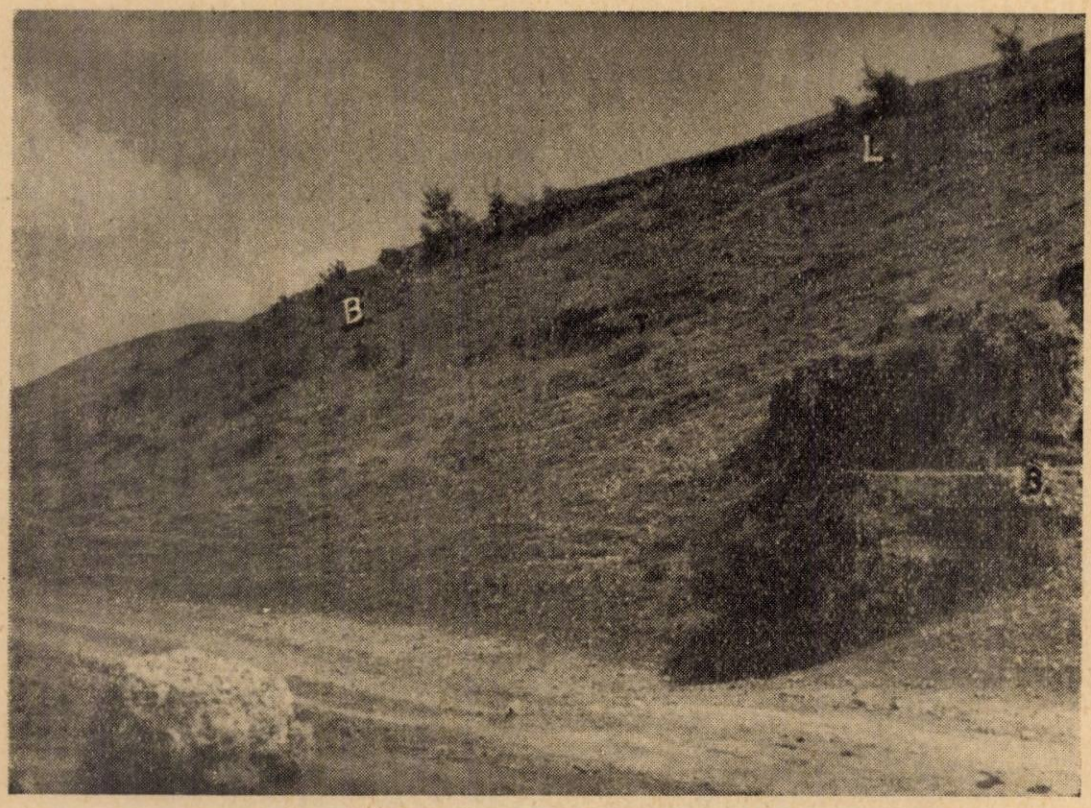


Fig. 19. — Ivirea de tortonian de la Canarauá Fetei (vedere generală).
B., barremian; *T.*, tortonian; *L.*, levantin (foto M. Chiriac).

Fig. 20. — Ivirea de tortonian de la Canaraua Fetei (detaliu).
B., barremian; *T.*, tortonian; *L.*, levantin (foto M. Chiriac).

F a u n a. În nisipuri am găsit o faună săracă în specii, însă bogată în exemplare, din care am determinat :

Ostrea (*Crassostrea*) *gryphoides* Schlot.
„ „ „ *gingensis* Schlot.
„ „ „ *angustata* Serr.
„ „ „ *ponderosa* Serr.
Loripes (*Loripes*) *dujardini* (Desh.)
Pirenella picta mitralis (Eichw.)

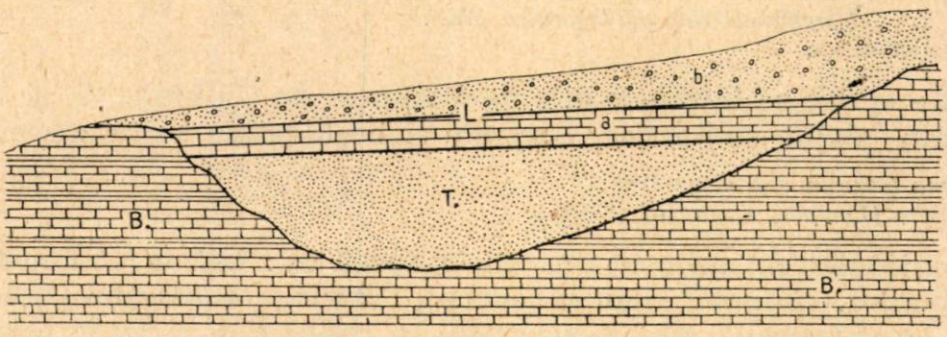


Fig. 21. — Schiţa geologică a ivirii de tortonian de la Canaraua Fetei.
B., barremian ; *T.*, tortonian ; *L.*, levantin. *a*, orizontul calcarului lacustru ; *b*, orizontul cu pietrişuri şi bolovănişuri.

F a c i e s. Tortonianul se prezintă sub un facies detritic, litoral-neritic.

CONCLUZII

Din fauna citată mai sus, reiese că o serie de specii sînt caracteristice orizontului de Ciokrak al tortonianului, orizont dezvoltat atît în sudul U.R.S.S. (Kuban, Crimeea, Peninsula Kreci, Caucazul de nord, Transcaucazia, Turkmenia etc.), cît şi în bazinul Varnei din R. P. Bulgaria.

Astfel, *Chlamys pertinax* (Zhizh.) este o specie foarte caracteristică orizontului de Ciokrak din Peninsula Kerci, Caucazul de nord, Transcaucazia, Ustiurt, Turkmenia (19) şi din bazinul Varnei (9), (4).

De asemenea, *Chlamys domgeri derbentica* (Grig. -Beres.) este o formă care se întîlneşte numai în orizontul de Ciokrak din regiunea Kuban, Peninsula Kerci, Precaucazul de est (11) şi din bazinul Varnei (9), (4).

Chama toulai David. se menţionează numai în orizontul de Ciokrak din Crimeea, Caucaz, Turkmenia (19) şi din bazinul Varnei (9).

Fauna întîlnită în cele şapte iviri noi de tortonian din Dobrogea, fără a fi în momentul de faţă total determinată, cuprinde un număr de 9 specii, considerate caracteristice orizontului de Ciokrak. Acestea sînt :

Arca (*Anadara*) *turoniensis bosphorana* David.
Chlamys pertinax (Zhizh.)
„ *domgeri derbentica* (Grig.-Beres.)
Chama toulai David.
Cardium centumpanium Andrus.
„ *pseudomulticostatum* Zhizh.
„ *histoidiforme* David.
„ *impar* Zhizh.
Planorbis pseudoammonia Toula

Un alt grup de specii din tortonianul Dobrogei de sud se întîlneşte numai în formaţiunile tortoniene din părţile sud-estice, centrale şi occidentale ale Europei. Acestea sînt:

Arca (*Anadara*) *turoniensis* Duj.
„ „ *diluvii* Lam.
Cardita (*Venericardia*) *laticosta* Eichw.
Cardium hians danubianum May.
Beguina (*Mytilicardia*) *crassa vindobonensis* (Sacco)
Turritella (*Haustator*) *vermicularis tricincta* Schaff.
„ (*Archimediella*) *pythagoraica* Hilb.
Xenophora sp.

Alte specii se întîlnesc atît în orizontul de Ciokrak, cît şi în tortonianul din părţile sud-estice, centrale şi occidentale ale Europei:

Ostrea (*Ostrea*) *digitalina* Dub.
Loripes (*Loripes*) *dujardini* (Desh.)

Menţionăm de asemenea că unele specii ca: *Ostrea* (*Crassostrea gryphoides* Schlot. (probabil şi cu subspecii), *Pitaria islandicoides* (Lam.) (probabil şi cu subspecii), sînt menţionate în sudul U.R.S.S., în orizonturile de Tarhan şi Karagan.

Pe baza celor afirmate mai sus conchidem că tortonianul Dobrogei este de tip est-european, fiind reprezentat numai prin orizontul de Ciokrak, avînd însă în acelaşi timp şi un procent mare de forme tortoniene cunoscute în Europa sud-estică, centrală şi occidentală.

Remarcăm faptul că, în unele părţi ale U.R.S.S. (Ustiurt) se dezvoltă o serie de strate cu *Ostrea* (*Crassostrea*) *gryphoides* Schlot. situate sub Ciokrak şi care aparţin orizontului de Tarhan (19). În Dobrogea se constată că *Ostrea* (*Crassostrea*) *gryphoides* Schlot. apare asociată cu *Chlamys pertinax* (Zhizh.) şi *Chlamys domgeri derbentica* (Grig.-Beres.), forme tipic ciokrakiene, încît nu putem admite existenţa unui orizont mai vechi decît orizontul de Ciokrak.

Aşadar, considerăm că transgresiunea tortoniană în Dobrogea a început cu orizontul de Ciokrak, ca şi în bazinul Varnei.

În ceea ce priveşte un termen stratigrafic mai nou decît Ciokrakul care să aparţină tortonianului, nu a fost întîlnit în această regiune, fapt care ne îndreptăţeşte să afirmăm că, dacă eroziunea nu a înlăturat o parte din depozite, în Dobrogea nu s-a depus decît orizontul de Ciokrak. Astfel, începutul fazei de exondare a regiunii se situează la sfîrşitul ciokrakului şi durează pînă la depunerea sarmaţianului.

Asemănarea faunei din orizontul de Ciokrak dobrogean cu aceea din Crimeea, Peninsula Kerci, Cuban, Precaucazul de est, Transcaucazia, Turkmenia etc., precum şi cu aceea din bazinul Varnei, arată că aceste regiuni formau un bazin comun în timpul tortonianului.

De asemenea, faptul că în fauna ciokrakiană din Dobrogea se întîlnesc numeroase forme frecvente în Europa de sud-est, centrală şi occidentală, ne face să presupunem o legătură între Dobrogea şi aceste bazine.

Această din urmă legătură, presupunem că a existat în timpul tortonianului între Dobrogea şi Subcarpaţi, prin teritoriul ocupat azi de Cîmpia Romînă.

La concluzii întrucîtva similare a ajuns şi B. Straşimirov, în urma unui studiu asupra faunei ciokrakiene dintre rîul Kamcia şi Capul Emine (bazinul Varnei). Fauna ciokrakiană din această regiune conţine aproximativ 29% forme care se întîlnesc în bazinele tortoniene ale Europei Occidentale, datorită cărui fapt Straşimirov admite în timpul ciokrakului o comunicaţie printr-un canal îngust, între bazinul Varnei şi bazinul Europei Occidentale (27).

Sîntem deci de părere că Dobrogea în timpul ciokrakului era în legătură, pe de o parte, cu bazinul Varnei (aşa cum dovedesc ivirile de tortonian găsite de G. Macovei şi I. Atanasiu la vest de oraşul Tolbuhin) şi, pe de altă parte, cu sudul U.R.S.S., dar în acelaşi timp comunica şi cu bazinele apusene prin Cîmpia Romînă.

Absenţa, din fauna ciokrakiană din Dobrogea, a unor forme stenohaline ca *Nucula*, *Pectunculus*, *Strombus*, *Conus*, *Cyprea*, *Haliotis* etc., după cum remarcă şi Straşimirov arată că salinitatea nu era cea normală marină, ci mai scăzută.

Predomină în ciokrakul dobrogean faciesul neritico-litoral, ceea ce arată că marea era puţin adîncă, cu fund stîncos, condiţii care permiteau o mare dezvoltare a ostreidelor.

О НОВЫХ ОБНАЖЕНИЯХ ТОРТОНА В ЮЖНОЙ ДОБРУДЖЕ

РЕЗЮМЕ

Автор описывает 7 новых обнажений тортона в Добрудже. Из анализа собранной в этих обнажениях фауны следует, что на территории Добруджи тортон представлен исключительно горизонтом Чокрак. Устанавливается также палеогеографическая связь между тортоном Добруджи и тортоном юга СССР (полуостров Керчь, Крым, Закавказье и т.д.), а также и с тортонскими отложениями бассейна Варны (Болгария). Одновременно автор отмечает присутствие некоторых ископаемых, которые встречаются исключительно в тортоне Центральной и Западной Европы. На основании этого автор заключает, что в период отложений тортона в Добрудже, море сообщалось и с Центральной и Западной частью Европы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта обнажений тортона в Добрудже.

Рис. 2. — Геологическая карта участка местности Дуная.

Рис. 3. — Геологический разрез левого склона долины Боасиг, около Дунэря. Апт: *a* — известняки с рудистами (морской фации); *b* — каолиновые глины с линзами песка и галечника (озерно-континентальной фации). Тортон: *c* — известняковый микроконгломератовый песчаник с фауной. Сармат: *d* — песчанистые глины с прослоями галечника и булыжника. Четвертичные отложения: *e* — песчанистые суглинки и лесс; *f* — болотные отложения, наносы.

Рис. 4. — Известковистый микроконгломератовый песчаник с Chlamys domgeri derbentica (Grig. — Beres.) тортона на участке Дунэря (фото М. Кирияка).

Рис. 5. — Геологическая карта участка по долине Тортоман.

Рис. 6. — Геологическая карта участка Тибрину.

Рис. 7. — Геологический разрез южного склона долины Дерфча против Тибрину. Апт: *a* — каолиновые глины, разноцветные с линзовидными прослоями песков и галечника; *b* — линзовидный прослой кварцевого песка с галечником в массе каолиновых глин. Альб: *c* — глауконитовые пески и песчаники с галечником в основании. Тортон: *d* — известняк с фауной и зеленоватой глиной в основании. Сармат: *e* — горизонт зеленоватых глин; *f* — горизонт известняка-ракушечника с Mactra vétaliana fabreama D'Orb. Четвертичные отложения: *j* — песчанистые суглинки и лёсс; *h* — болотные отложения, наносы.

Рис. 8. Геологическая карта участка местности Кокирлень.

Рис. 9. — Геологический профиль левого берега Дуная к западу от Кокирлень. *a* — глауконитовые песчаники; *b* — глауконитовые пески; *c* — зеленоватый суглинок; *d* — ракушечный известняк; *e* — базальный горизонт; *f* — известковый горизонт с Mactra vitaliana fabreama d'Orb ; *g* — лёсс.

Рис. 10. — Проявления тортона к СЗ от Кокирлень. *Alb* — альб; T — тортон; *Sa* — сармат — базальный глинистый горизонт; *Sb* — горизонт известняков с Mactra vitaliana fabreama d'Orb ; *L* — лёсс (фото М. Кирияка).

Рис. 11. — Геологическая карта участка долины Бачиу.

Рис. 12. — Геологическая карта участка местности Адынката.

Рис. 13. — Обнажение тортона в Адынкате (общий вид). *B* — баррем; *T* — — тортон; *S* — сармат (фото М. Кирияка).

Рис. 14. — Обнажение тортона в Адынкате (деталь). *B* — баррем; *T* — тортон; *S* — сармат (фото М. Кирияка).

Рис. 15. — Обнажение тортона в Адынкате (деталь). *B* — баррем; *T* — тортон; *S* — сармат (фото М. Кирияка).

Рис. 16. — Геологический разрез левого склона долины Полукчи, вверх по течению от села Адынката. Сармат: *a* — горизонт базальных глин; *b* — нижний горизонт известняков; *c* — бентонито-диатомитовый горизонт известяков; *d* — верхний горизонт известняков. Четвертичные отложения: *e* — песчанистые суглинки и лёсс.

Рис. 17. — Известняк — ракушечник с Turritella (Haustator) vermicularis tricincta Schaff. и Cardiacea в районе Адынката.

Рис. 18. — Геологическая карта участка долины Канарауа Фетей.

Рис. 19. — Обнажение тортона в Канарауа Фетей (общий вид.). *B* — баррем; *T* — тортон ; *L* — левантин (фото М. Кирияка).

Рис. 20. — Обнажение тортона в Канарауа Фетей (деталь). *B* — баррем; *T* — тортон; *L* — левантин (фото М. Кирияка).

Рис. 21. — Схематическая геологическая карта проявлений тортона в Канарауа Фетей. *B* — баррем; *T* — тортон; *L* — левантин; *a* — горизонт озерных известняков; *b* — горизонт галечников и булыжников.

SUR LES AFFLEUREMENTS DE TORTONIEN EN DOBROGEA

RÉSUMÉ

Dans ce travail, l'auteur décrit sept affleurements de Tortonien, nouvellement découverts en Dobrogea. L'analyse de la faune récoltée et déterminée, provenant de ces apparitions, permet de conclure que le Tortonien de la Dobrogea n'est représenté que par l'horizon de Ciokrak.

Une liaison paléo-géographique est établie entre le Tortonien de la Dobrogea et celui du Sud de l'U.R.S.S. (péninsule de Kertch, Crimée, Transcaucasie, etc.) et du bassin de Varna (Bulgarie). En outre, l'auteur constate l'existence d'un certain nombre de fossiles, qu'on ne retrouve que dans le Tortonien de l'Europe centrale et occidentale. Il en conclut que, à l'époque du dépôt du Tortonien en Dobrogea, la mer était en communication avec la partie centrale aussi bien qu'avec la partie occidentale de l'Europe.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse des affleurements de Tortonien en Dobrogea.

Fig. 2. — Carte géologique du périmètre de la localité de Dunărea.

Fig. 3. — Profil géologique du versant gauche de la vallée de Boasgic près du village de Dunărea. Aptien : *a*, calcaires à Rudistes (faciès marin) ; *b*, argiles kaoliniques à lentilles de sable et de gravier (faciès continental-lacustre) ; Tortonien : *c*, grès calcaire, microconglomératique, fossilifère ; Sarmatien : *d*, argiles sablonneuses à intercalations de gravier et de cailloutis ; Quaternaire : *e*, lehm et loess ; *f*, dépôt de marais, alluvions.

Fig. 4. — Grès calcaire microconglomératique à *Chlamys domgeri derbentica* (Grig.-Beres.) du Tortonien de Dunărea (photo M. Chiriac).

Fig. 5. — Carte géologique du périmètre de la vallée de Tortoman.

Fig. 6. — Carte géologique du périmètre de la localité de Ţibrinu.

Fig. 7. — Profil géologique du versant méridional de la vallée de Defcea, au droit du village de Ţibrinu. Aptien : *a*, argiles kaoliniques multicolores, à intercalations lenticulaires de sable et de gravier ; *b*, intercalations lenticulaires de sable siliceux et de gravier dans la masse des argiles kaoliniques ; Albien : *c*, sables et grès à glauconie, à base de gravier ; Tortonien : *d*, calcaires fossilifères, à base d'argile verdâtre ; Sarmatien: *e*, horizon d'argile verdâtre ; *f*, horizon de calcaires lumachelliques à *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb. ; Quaternaire : *g*, lehm et loess ; *h*, dépôts de marais, alluvions.

Fig. 8. — Carte géologique du périmètre de la localité de Cochirleni.

Fig. 9. — Profil géologique de la rive droite du Danube, au NO de Cochirleni. *a*, Grès à glauconie ; *b*, sables à glauconie ; *c*, argile verdâtre sablonneuse ; *d*, calcaire fossilifère ; *e*, horizon argileux de base ; *f*, horizon des calcaires à *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb. ; *g*, loess.

Fig. 10. — Affleurement de Tortonien au NO de Cochirleni. *Alb.*, Albien ; *T.*, Tortonien ; *Sa.*, Sarmatien — horizon argileux de base ; *Sb.*, Sarmatien — horizon des calcaires à *Mactra vitaliana fabreana* d'Orb. ; *L.*, loess (photo M. Chiriac).

Fig. 11. — Carte géologique du périmètre de Valea Baciului.

Fig. 12. — Carte géologique du périmètre de la localité d'Adîncata.

Fig. 13. — Affleurement de Tortonien à Adîncata (vue d'ensemble). *B.*, Barrémien ; *T.*, Tortonien ; *S.*, Sarmatien (photo M. Chiriac).

Fig. 14. — Affleurement de Tortonien à Adîncata (détail). B., Barrémien ; *T.*, Tortonien ; *S.*, Sarmatien (photo M. Chiriac).

Fig. 15. — Affleurement de Tortonien à Adîncata (détail). *B.*, Barrémien ; *T.*, Tortonien ; *S.*, Sarmatien (photo M. Chiriac).

Fig. 16. — Profil géologique du versant gauche de la vallée Polucci, en amont du village d'Adîncata. Sarmatien : *a*, horizon de l'argile de base ; *b*, horizon du calcaire inférieur ; *c*, horizon diatomitique-bentonitique ; *d*, horizon des calcaires supérieurs ; Quaternaire : *f*, lehm et loess.

Fig. 17. — Calcaire lumachellique d'Adîncata, à *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis tricincta* Schaff. et *Cardiacea*.

Fig. 18. — Carte géologique du périmètre de la vallée Canaraua Fetei.

Fig. 19. — Affleurement de Tortonien dans la vallée Canaraua Fetei (vue d'ensemble). *B.*, Barrémien ; *T.*, Tortonien ; *L.*, Levantin (photo M. Chiriac).

Fig. 20. — Affleurement de Tortonien — Canaraua Fetei (détail). *B.*, Barrémien ; *T.*, Tortonien ; *L.*, Levantin (photo M. Chiriac).

Fig. 21. — Esquisse géologique de l'affleurement de Tortonien — Canaraua Fetei. *B.*, Barrémien ; *T.*, Tortonien ; *L.*, Levantin ; *a*, horizon du calcaire lacustre ; *b*, horizon de gravier et de cailloutis.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu Ion, *Privire generală asupra geologiei Dobrogei.* Lucrările Soc. Geogr. „D. Cantemir", Iași, 1940, vol. III.
2. Atanasiu S., *Discuțiune asupra vîrstei formațiunii salifere din Romînia.* Dări de seamă, Inst. geol. rom., 1916, vol. V (1913—1914).
3. Bogsh L., *Tortonische Fauna von sandiger Fazies aus der Umgebung des Szentkuterklosters bei Matraverebely (Komitat Nograd).* Jahresb. k. ungar. geol. Anst., 1943, vol. XXXVI, nr. 4.
4. Cohen R. E., Dimitroff Tz. et Kamenoff B., *Géologie de la Bulgarie.* Ann. de la Dir. rech. Géol. Min. Bulgarie, 1946, serie A, vol. 4.
5. Davitașvili L. M., *Tarhanskii gorizont.* Trud. GINI, 1932, fasc. I.
6. — *Ciokrakskii gorizont.* Trud. GINI, 1932, fasc. II.
7. Dolfus G. et Dantzenberg P., *Conchyliologie du Miocène moyen du Bassin de la Loire.* Mém. Soc. Géol. France, Paléontologie, 1902—1920, mém. nr. 27.
8. Friedberg W., *Mollusca miocenica Poloniae.* Lvow, 1911—1928, vol. I; Krakovia 1934—1936, vol. II.
9. Gocev P., *Das Miocen der Umgebung von Varna.* Zeitschr. d. Bulg. geol. Gesellschaft, Jahrg., 1935, vol. VII.
10. Hörnes M., *Die fossilen Mollusken des tertiaren Becken von Wien.* Abhandl k. geol. Reichsanst., 1856—1870, vol. II și IV.
11. Jijcenko B. P., *Ciokrakskie molliuski.* Paleontologhia SSSR, 1936, t. III și X.
12. Korobkov I. A., *Molliuski srednego Miotțena Marmarosskoi vpadini Zakarpatia.* Leningrad, 1951.
13. Korobkov I. A., *Spravocinik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinim molliuskam.* Leningrad, 1954 și 1955.
14. Macovei Gh., *Bazinul terțiar de la Bahna.* An. Inst. geol. Rom., 1909, vol. III.
15. — *Asupra prezenței primului etaj mediteran în Dobrogea.* Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1912, vol. III.
16. — *Asupra vîrstei formațiunilor salifere subcarpatice.* Dări de seamă, Inst. geol. Rom., 1916, vol. V (1913—1914).
17. — *Curs de geologie stratigrafică.* București, 1939.
18. Macovei Gh. et Atanasiu I., *Quelques affleurements du Méditerranéen dans la Dobrogea du Sud.* C.R. sci. de l'Inst. Géol. Roum., 1937, t. XXI, 1932—1933.
19. Merklin R. L. i Nevesskaia L. A., *Opredelitel dvustvorciatîh molliuskov miotțena Turkmenii i Zapodnogo Kazahstana.* Moscova, 1955.
20. Moisescu G., *Stratigrafia și fauna de Moluște din depozitele tortoniene și sarmațiene din regiunea Buituri.* Ed. Acad. R.P.R., București, 1955.
21. Popescu-Voitești I., *Evoluția geologico-paleografică.* Rev. Muz. geol. min. Univ., Cluj, 1935, vol. V, nr. 2.
22. Sacco F., *I molluschi dei tereni terziari del Piemonte e della Liguria.* Torino, 1897—1901.
23. Saulea E., *Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din Subcarpații Munteniei.* An. Com. geol., 1956, vol. XXIX.
24. Schafer F., *Zur Kenntnis der Miocänbildungen von Eggenburg.* Sitzb. d. k. Akad. Wiss. Wien, 1910, vol. XXIX.
25. Sieber R., *Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens.* Ann. d. Naturhist. Museums in Wien, 1954—1955, vol. 60.
26. — *Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens.* Ann. d. Naturhist. Museums in Wien, 1958, vol. 62.
27. Strașimirov B., *Terțierna fauna of Cernomorskoto kraibreje mejdu r. Kamcia i nos Emine.* Izv. gheol. inst. Bolg. Ak. nauk, 1953, cartea II.
28. Toula Fr., *Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan und in den angrenzenden Gebieten.* Denkschr. d.k. Akad. Wiss. Wien, 1890, vol. LVII.
29. — *Geologische Beobachtungen auf einer Reise in der Gegend von Silistra und in der Dobroudscha in Jahre 1892.* Jahrb. d.k.k. geol. Reichsanst, 1904, vol. LIV.
30. — *Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan und in anderen Theilen von Bulgarien und Ostrumelien.* Denkschr. d.k. Akad. Wiss. Wien., 1892, vol. LIX.
31. Volkova N. S., *Polevoi atlas harakternîh kompleksov faunî treticinîh otlojenii Țentralnogo Predkavkazia.* Moscova, 1955.

OBSERVAȚII ASUPRA GENULUI *HORIODACNA* SABBA

DE

EMIL LITEANU și ECATERINA SCHOVERTH

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 31 mai 1956

INTRODUCERE

În anul 1896, Sabba Ștefănescu, cu ocazia studiului faunei recoltate din „stratele pontice", întîlnite între adîncimile de 148—171 m în forajul de la Mărculești (Ialomița), a creat un gen și o specie de lamellibranhiat cardiid : *Horiodacna rumana* Sabba (7).

Autorul consideră genul *Horiodacna* apropiat, pe de o parte, de genul *Prosodacna* prin forma cochiliei, cu umboanele prosogire, iar pe de altă parte, de genul *Monodacna* prin țîțînă și dă drept caracter important al speciei *rumana* numărul de șapte-opt coaste situate pe suprafața internă a valvelor.

În 1943, S. Gillet (1), întemeindu-se pe diagnozele stabilite de Sabba Ștefănescu, include genul *Horiodacna* în cadrul limnocardiidelor și-l consideră ca foarte rar și limitat la o singură specie, caracterizată prin coaste interne, asemenea pectinidului *Amussium* și cu țîțîna ca la genul *Monodacna*.

Între anii 1896 și 1955, nici un cercetător al pliocenului nu a mai semnalat prezența acestui lamellibranhiat.

În martie 1955, E. Liteanu a citat forma *Horiodacna rumana* Sabba din depozitele daciene de la Zăvalu (3) și totodată a anunțat o comunicare referitoare la unele variații care le prezintă această formă.

În mai 1955, Em. Saulea a menționat într-o comunicare (inedită) referitoare la un studiu elaborat în colaborare cu prof. I. Atanasiu, prezența acestui cardiid în asociația de faună daciană din sondajele de la Corabia.

Spre deosebire de S a b b a Ş t e f ă n e s c u, care probabil a avut la dispoziţie un număr restrîns de forme, colectate dintr-un singur foraj (7), studiul nostru se întemeiază pe cercetarea a mai mult de 200 de valve aparţinînd genului *Horiodacna* Sabba, provenite dintr-o întinsă regiune a ţării. O parte din materialul studiat a fost recoltat din aflorimentele daciene de la Zăvalu (r. Gura-Jiului), iar altă parte dintr-o serie de sondaje executate în Cîmpia Romînă în dreptul următoarelor localităţi : Potcoava (r. Călăraşi), Mănăstirea (r. Oltenita), Putinei (r. Turnu-Măgurele), Furculeşti (r. Alexandria), Viişoara, Suhaia şi Conţeşti (r. Zimnicea).

Am cercetat şi un material (în stare de fragmente) provenit din unele aflorimente de pe valea Gilortului (Bolbocesti).

În toate punctele menţionate, formele aparţinînd genului *Horiodacna* au o mare frecvenţă şi se găsesc asociate cu specii de *Prosodacna*, dintre care citäm : *Prosodacna* (*Prosodacna*) *haueri haueri* Cobălcescu, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *orientalis* Sabba, *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana* Fontannes, precum şi cu limnocardiide şi gasteropode, în general de talie mică.

Din cercetarea materialului pe care l-am avut la dispoziţie, am observat o serie de variaţii şi caractere, care în mare parte nu au fost descrise în următoarele diagnoze date de S a b b a Ş t e f ă n e s c u pentru genul *Horiodacna* şi specia *Horiodacna rumana* (5), pe care le prezentăm şi sub forma originală :

G e n r e **H o r i o d a c n a** Sabba

Le genre *Horiodacna* se rapproche beaucoup de *Prosodacna* et de *Stylodacna* par la forme, mais s'en distingue par la charnière, qui ne porte plus qu'une dent cardinale rudimentaire accompagnée d'une petite fossette. En outre, il diffère du genre *Monodacna* Eichwald par les crochets prosogyres, par la surface externe lisse et par les côtes de la surface interne.

Horiodacna rumana Sabba

Valves ovalaires, convexes, non bâillantes, minces, translucides, inéquilaterales, obliquement transversales ; côté antérieur régulièrement arqué ; côté postérieur un peu plus long, subtronqué ; crochets prosogyres ; surface externe lisse ; surface interne ornée de 7—8 côtes filiformes, très prononcées, radiantes, partant du dessous des crochets et arrivant jusqu'au bord palléal, parcourues dans toute leur longueur d'un sillon linéaire. Charnière portant dans chaque valve une seule dent cardinale très rudimentaire accompagnée d'une petite fossette. Impressions musculaires superficielles ; ligne palléale sans sinus.

G e n u l **H o r i o d a c n a** Sabba

Genul *Horiodacna* se apropie mult ca formă de genurile *Prosodacna* şi *Stylodacna*, însă se diferenţiază de ele prin ţîţînă care nu are decît un singur dinte cardinal rudimentar însoţit de o mică fosetă. El se deosebeşte de genul *Monodacna* Eichwald prin umboanele prosogire, prin suprafaţa externă netedă şi prin coastele suprafeţei interne.

Horiodacna rumana Sabba

Valvele ovale, convexe, bine închise, subțiri, translucide, inechilaterale, oblic transversale ; partea anterioară bine arcuită ; partea posterioară puțin mai lungă, subtrunchiată ; umboanele prosogire ; suprafața externă netedă ; suprafața internă ornamentată cu 7—8 coaste filiforme, foarte pronunțate, radiare, plecînd de sub umboane și ajungînd pînă la marginea palială, străbătute pe toată lungimea lor de un șănțuleț liniar. Țîțîna prezintă pe fiecare valvă un singur dinte cardinal, foarte rudimentar, însoțit de o mică fosetă. Impresiunile musculare superficiale ; linia palială fără sinus.

Mai menționăm că formele descrise de Sabba Ștefănescu din forajul executat la Mărculești, nu se găsesc în nici o colecție.

OBSERVAȚII PRELIMINARE ASUPRA FORMELOR APARȚINÎND GENULUI **Horiodacna** Sabba

În cele ce urmează prezentăm unele observații de ordin general asupra formelor colectate de noi și atribuite genului *Horiodacna* Sabba.

Din sistematizarea acestor observații a reieșit necesitatea separării lor în 3 grupuri alese în raport cu particularitățile : 1. formei cochiliei ; 2. structurii țîțînii ; 3. numărului coastelor de pe suprafața internă a valvelor.

1. Particularitățile formei (conturului) cochiliei permit alegerea a trei subgrupe :

a) Valve pronunțat convexe, cu contur aproape circular (fig. 1, *a*).

b) Valve slab convexe, ovale, mai mult lungi decît înalte (fig. 1, *b*).

c) Valve slab convexe, trunchiate la partea posterioară și mai puțin la partea anterioară cu regiunea cardinală aproape dreaptă, în general forme trapezoidale (fig. 1, *c*).

Dimensiunile valvelor variază în cadrul fiecăreia din aceste grupe, reprezentînd diferite stadii de dezvoltare.

2. Caracterele structurii țîțînii permit de asemenea, separarea în trei subgrupe :

a) Majoritatea valvelor pronunțat convexe (subgrupa 1-*a*), cît și acele slab convexe, ovale (subgrupa 1-*b*) se caracterizează printr-o țîțînă normală, care constă dintr-un dinte cardinal și o fosetă pe fiecare valvă (fig. 2, *a*).

b) Unele dintre cochiliile aparținînd tot subgrupelor 1-*a* și 1-*b*, prezintă pe valva dreaptă un dinte lateral anterior slab marcat, precum și un dinte lateral posterior abia vizibil. Acest caracter al țîțînii se constată însă numai la valvele care sînt caracterizate printr-un număr mai mare de 10 coaste interne (fig. 2, *b*).

c) Valvele, slab convexe, trapezoidale (subgrupa 1-*c*) au o țîțînă anormală — în sensul că întreaga regiune cardinală este răsfrîntă spre exterior, sub forma unei lame, uneori subțire, alteori mai groasă și ușor dințată (fig. 2, *c*).

3. Variația numărului de coaste de pe suprafața internă a valvelor.

Din studiul nostru reiese că indiferent de apartenența formei cochiliei la una din subgrupe (1-*a*, 1-*b*, 1-*c*), cît și independent de stadiul lor de dezvoltare, numărul coastelor este variabil de la 16 la 3.

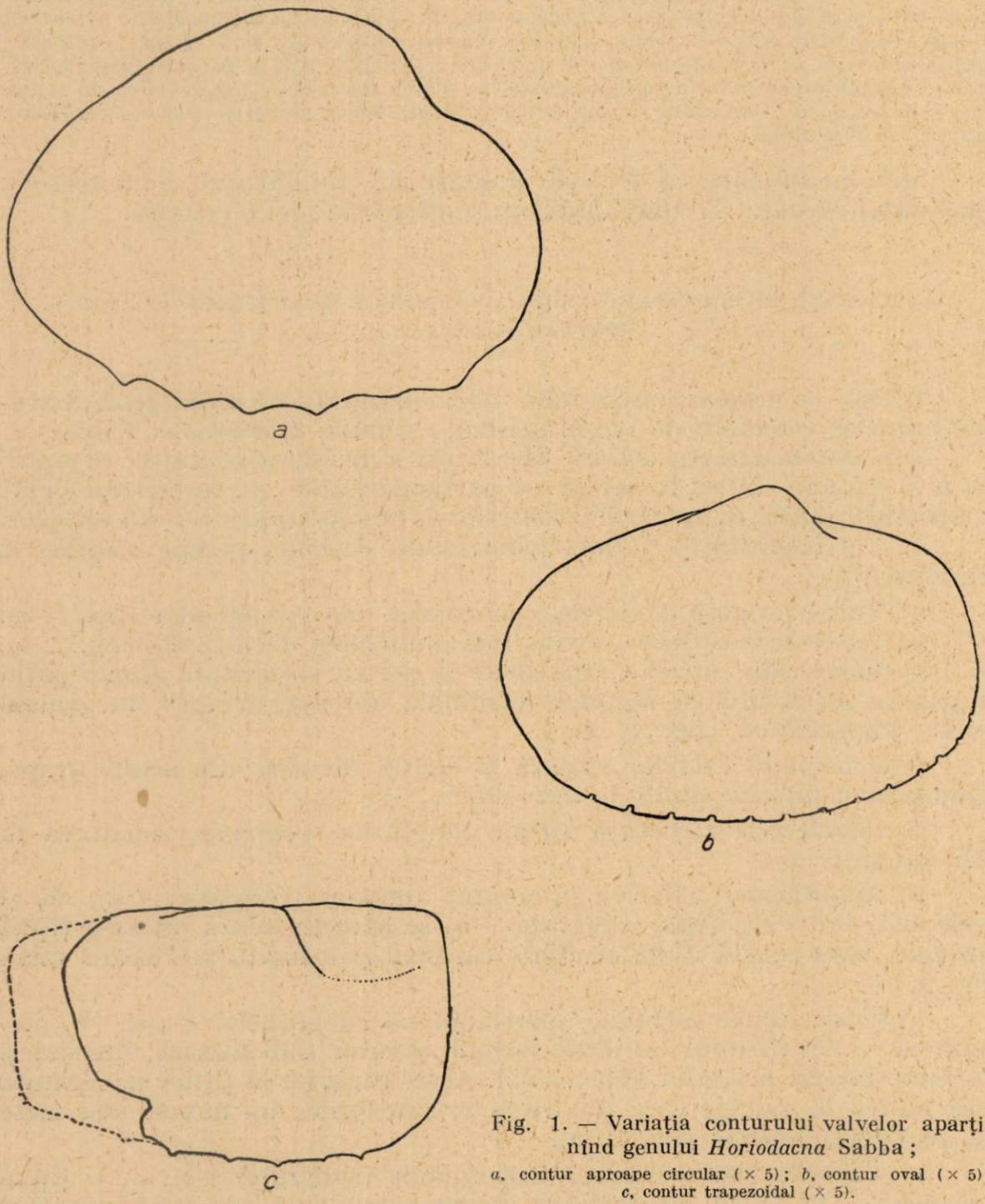


Fig. 1. — Variația conturului valvelor aparținînd genului *Horiodacna* Sabba ;
a, contur aproape circular (× 5) ; *b*, contur oval (× 5) ; *c*, contur trapezoidal (× 5).

Observăm însă că numărul minim de coaste interne n-ar putea fi fixat cu certitudine, întrucît la unele din valvele care prezintă 3 coaste, se constată că două dintre ele sînt bine marcate, iar a treia este abia schi-

țată. Pare deci posibil că cercetînd un material și mai bogat, să se descopere valve cu un număr mai mic de 3 coaste interne, nefiind — totodată — exclus să existe valve cu un număr mai mare de 16 coaste interne.

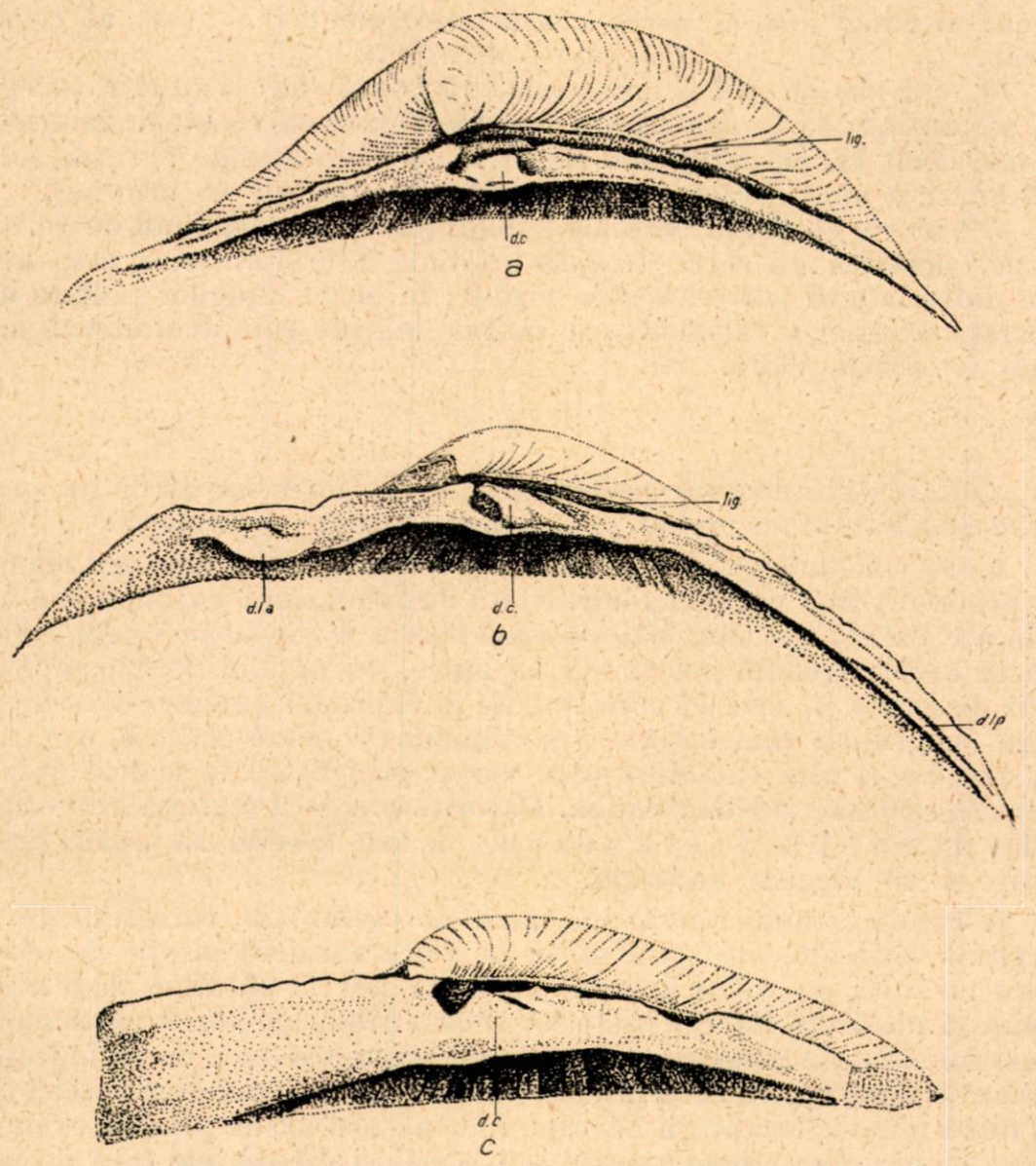


Fig. 2. — Variația țițînii cochiliilor aparținînd genului *Horiodacna* Sabba ; *a*, țițîna, la *Horiodacna rumana* Sabba (×10) ; *b*, țițîna la *Horiodacna zăvalui* n. sp. (×10) ; *c*, țițîna aberantă (repliată), la *Horiodacna rumana* Sabba (× 10) ; *d.c.*, dinte cardinal ; *d.l.a.*, dinte lateral anterior ; *d.l.p.*, dinte lateral posterior ; *i.m.ad.a.*, impresiunea mușchiului adductor anterior ; *i.m.ad.p.*, impresiunea mușchiului adductor posterior ; *i.m.ad.p.p.* impresiunea, mșchiului adductor posterior al piciorului ; *lig.*, ligament ; *i. pal.*, impresiunea palială ; *s.p.*, sinus palial. Abreviațiile de la această figură constituie o legendă valabilă pentru toate celelalte figuri.

Din acest punct de vedere am considerat că nu este indicat să separăm valvele studiate în 14 subgrupe pe baza variațiilor numărului coastelor interne de la 16 la 3.

Examinînd însă raporturile dintre numărul de coaste interne şi structura ţîţînii, am făcut următoarele constatări :

a) Valvele cu ţîţîna normală (subgrupa 2-*a*) prezintă unele caractere speciale, în legătură cu variaţia numărului de coaste interne. În cazul cînd numărul lor este mai mic de 11, suprafaţa externă a valvelor este netedă, cu dungi fine, al căror număr corespunde cu acela al coastelor interne.

b) Valvele cu ţîţîna anormală, răsfrîntă spre exterior (subgrupa 2-*c*), se prezintă ca în cazul precedent cînd numărul coastelor interne este mai mic decît 11. În cazul cînd numărul acestora este de 11—16, se constată apariţia unor caractere care sînt descrise în cele ce urmează.

c) Valvele cu ţîţîna normală (subgrupa 2-*b*) cu mai mult de 10 coaste interne, prezintă pe valva dreaptă un dinte lateral anterior, slab marcat şi un dinte lateral posterior abia vizibil ; în locul dungilor radiare de pe suprafaţa externă a valvelor apar şanţuri înguste care delimitează net un număr de coaste plate.

★

Observaţiile noastre preliminare asupra formelor atribuite genului *Horiodacna* Sabba ne permit să facem următoarele afirmaţii :

1. Se constată existenţa unui mare număr de exemplare caracterizate printr-o ţîţînă normală, constituită dintr-un dinte cardinal şi o fosetă pe fiecare valvă, aşa cum este descrisă specia *Horiodacna rumana* Sabba. Această specie trebuie menţinută ca atare. Se impune însă completarea vechii diagnoze a speciei care trebuie să cuprindă caracterele semnalate pentru subgrupele mai înainte menţionate (şi notate cu 1-*a*, 1-*b*, 2-*a* şi 3-*a*), precum şi alte caractere care vor fi prezentate în cadrul descrierii speciei *Horiodacna rumana* Sabba. Datorită pierderii materialului original, studiat de S a b b a Ş t e f ă n e s c u, a fost necesar să creăm un neoholotip şi să alegem paratipii.

2. Prezenţa unui număr însemnat de exemplare, caracterizate printr-o ţîţînă normală, alcătuită dintr-un dinte cardinal însoţit de o fosetă şi care prezintă pe valva dreaptă un dinte lateral anterior, slab marcat, precum şi un dinte lateral posterior abia vizibil, ale căror particularităţi au fost menţionate (subgrupele notate cu 1-*b*, 2-*b* şi 3-*c*), ne-au îndreptăţit să creăm o nouă specie : *Horiodacna zăvalui* n.sp. Denumirea speciei a fost dată după numele localităţii Zăvalu, unde au fost găsite primele exemplare în aflorimente. Descrierea acestei noi specii şi diferenţele faţă de specia *Horiodacna rumana* Sabba, vor fi prezentate în cele ce urmează.

3. Potrivit particularităţilor semnalate la subgrupele notate cu 1-*c*, 2-*c* şi 3-*b*, am constatat existenţa unor forme caracterizate prin deformarea ţîţînii care se repliază în afară. Considerăm că această particularitate nu constituie un argument valabil pentru crearea unei specii sau subspecii noi. În consecinţă, formele care prezintă mai puţin de 11 coaste interne au fost atribuite speciei *Horiodacna rumana* Sabba, iar cele cu un număr mai mare de coaste interne au fost atribuite speciei *Horiodacna zăvalui* n. sp.

4. Constatările noastre reieșite din studiul formelor atribuite de noi genului *Horiodacna* Sabba, impun completarea diagnozei date de Sabba Ștefănescu pentru acest gen. Observăm că hologenotipul trebuie să fie reprezentat pe considerente de monotipie prin specia *Horiodacna rumana* Sabba.

Conform observațiilor făcute de noi, am formulat o diagnoză completată pe care am introdus-o în cadrul concluziilor prezentei lucrări.

DESCRIEREA SPECIILOR

Horiodacna rumana Sabba

Din studiul unui număr mare de exemplare aparținînd acestei specii, am constatat următoarele caractere:

Forma cochiliei este variabilă, în majoritatea cazurilor valvele prezintă un contur aproape circular, fiind pronunțat convexe (fig. 1, *a*). Am găsit însă și unele valve cu un contur apropiat de cel oval (fig, 1, *b*), precum și unele valve cu contur trapezoidal, care — spre deosebire de primul tip — sînt slab convexe (fig. 1, *c*). Valvele cu contur trapezoidal caracterizează formele cu platoul cardinal repliat în afară.

Indiferent de conturul lor, valvele sînt mai mult sau mai puțin inechilaterale, cu partea anterioară bine arcuită, iar partea posterioară în general trunchiată, aspect mult mai pronunțat la valvele cu contur trapezoidal. De regulă, valvele sînt subțiri și translucide. Umboanele sînt prosogire.

Dimensiunile valvelor sînt variabile:

Lungimea	3,3 mm;	4,9 mm;	7,0 mm;	10,0 mm	11 mm
Înălțimea	2,7 mm;	3,5 mm;	5,3 mm;	8,5 mm;	8,5 mm

Din cercetarea unor fragmente de valve, presupunem că este posibil să se constate existența unor exemplare cu dimensiuni mai mari decît cele arătate.

Suprafața externă este netedă, cu dungi radiare, al căror număr este corespunzător cu cel al coastelor interne. Din cercetarea atentă a acestei suprafețe a reieșit că dungile menționate reprezintă de fapt linii de sudură a marginilor unor șanțuri care probabil, evolutiv, s-au închis aproape complet. Pe suprafața externă se observă striuri de creștere, dispuse în zig-zag; vîrfurile inferioare, descrise de aceste striuri, sînt mai mult sau mai puțin ascuțite și întotdeauna plasate în dreptul dungilor radiare, iar vîrfurile superioare sînt mai obtuze și situate pe spațiile dintre aceste dungi (fig. 3, *a*, 4, *a*, 5, *a* și 6, *a*).

Suprafața internă a valvelor este ornamentată cu 3—10 coaste radiare, care asigură rezistența cochiliei. Coastele interne sînt pronunțat reliefate, rotunjite și păstrează aceeași lățime și înălțime pe toată lungimea lor, care se întinde de sub umbon pînă la marginea inferioară, pe care o depășește puțin. Coastele interne sînt străbătute de un șanț median

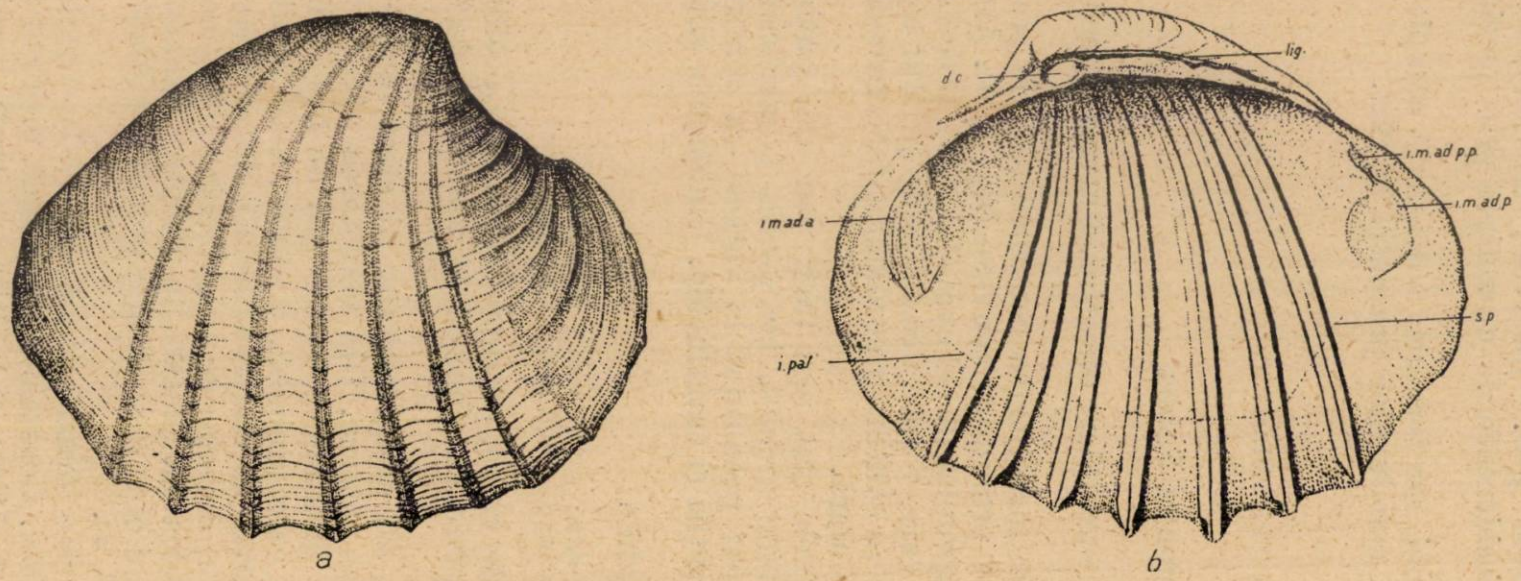


Fig. 3. — *Horiodacna rumana* Sabba.
Valva dreaptă, văzută extern (*a*) și intern (*b*) (× 5).

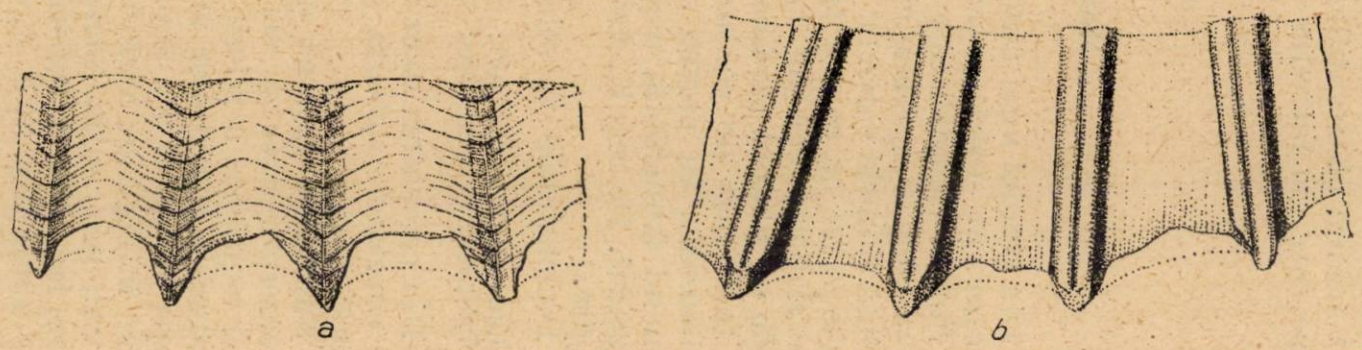
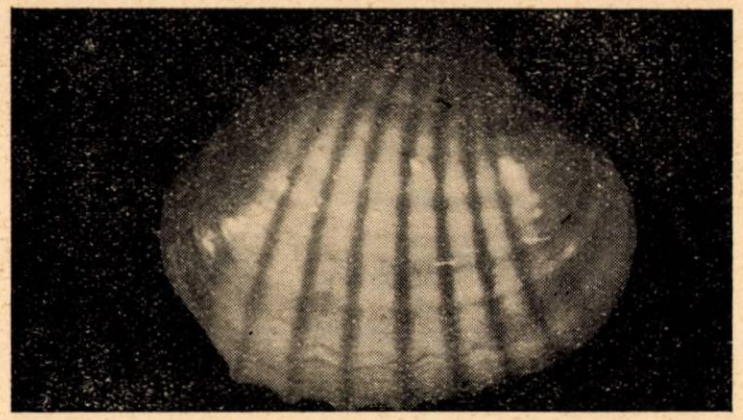
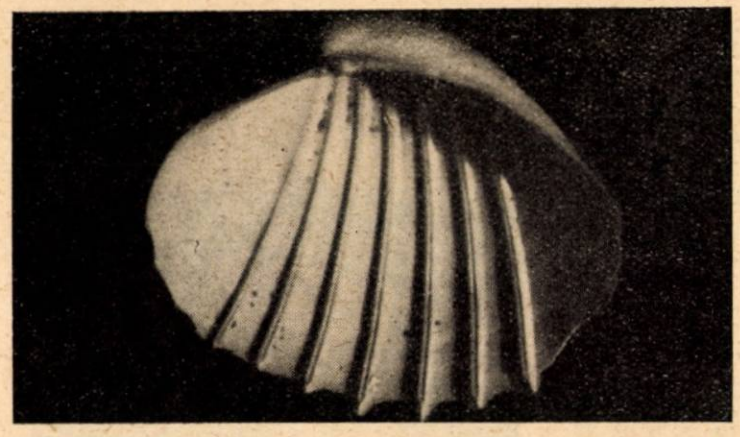


Fig. 4. — *Horiodacna rumana* Sabba.
Detalii de sculptură externă (*a*) și internă (*b*) (× 10).



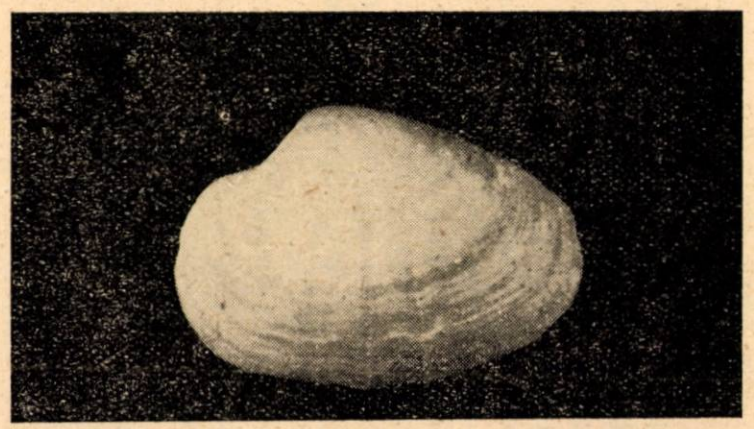
a



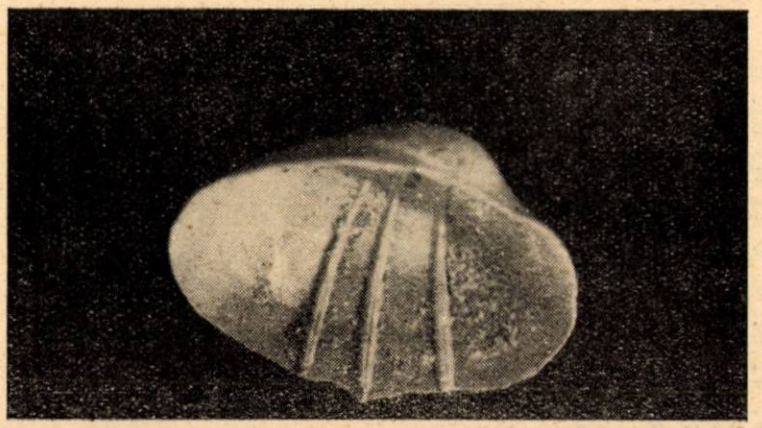
b

Fig. 5. — *Horiodacna rumana* Sabba.

Valva dreaptă, văzută extern (*a*) și intern (*b*) (× 5); neoholotip nr. 2027 col. Comitetului geologic, București (mențiunea este valabilă și pentru fig. 3 și 4).



a



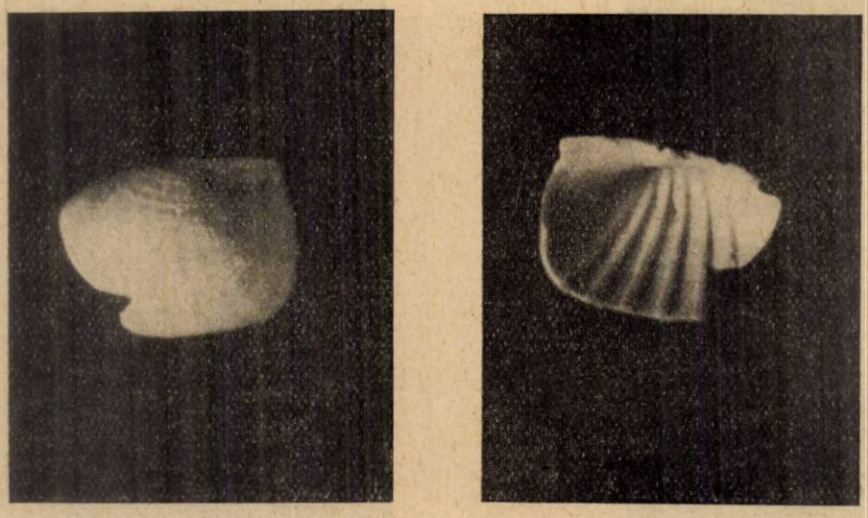
b

Fig. 6. — *Horiodacna rumana* Sabba.

Valva dreaptă, văzută extern (*a*) și intern (*b*) (× 6); paratip nr. 2028, col. Comitetului geologic, București.

filiform. Spaţiile intercostale sînt netede şi prezintă striuri fine radiare (fig. 3, *b*, 4, *b*, 5, *b* şi 6, *b*).

Ţîţîna fiecărei valve constă dintr-un singur dinte cardinal însoţit de o fosetă. Dintele cardinal variază ca formă, mai frecvent este conic sau piramidal, uşor înclinat către umboane; uneori este asemănător unui elipsoid alungit, iar alte ori este aproape emisferic. Marginea cardinală externă din dreptul dintelui se prezintă mai mult sau mai puţin îngroşată,



a *b*

Fig. 7. — *Horiodacna rumana* Sabba.

Valva dreaptă, văzută extern (*a*) şi intern (*b*) (× 4): paratip nr. 2029, col. Comitetului geologic, Bucureşti.

iar marginea internă este în acelaşi timp şi uşor ondulată. Poziţia dintelui cardinal faţă de vîrful umbonului este în majoritatea cazurilor oblico-posterioară; la cîteva valve se constată că acest dinte se situează exact sub vîrful umbonului (fig. 2, *a*, 3, *b*, 5, *b* şi 6, *b*).

Unele dintre valvele cercetate prezintă o ţîţînă cu caracter aberant, în sensul că dintele cardinal se răsfrînge în afară împreună cu întreg platoul cardinal, care capătă aspect de lamă aproape dreaptă, cu marginea externă fin crenelată — fapt care imprimă acestor valve, după cum s-a arătat mai sus, un contur aproape trapezoidal (fig. 2, *c* şi 7, *b*).

Ligamentul este extern, opistodet, relativ scurt şi situat într-un şanţ îngust, puţin adînc.

Cele două impresiuni musculare, ale muşchilor adductori, sînt aproape egale, superficiale şi au contur oval, ascuţit la ambele capete. Alături de impresiunea muşchiului adductor posterior, în prelungirea capătului superior, se observă o mică impresiune a muşchiului adductor posterior al piciorului (fig. 3, *b*).

Forma este slab sinupaliată; impresiunea marginii mantalei este foarte slab marcată (îndeosebi la exemplarele mature) şi se află în treimea inferioară a valvei (fig. 3, *b*).

Caracterele descrise corespund neoholotipului şi paratipilor, care au fost depuşi la colecţia Comitetului geologic.

Horiodacna zăvalui n. sp.

Forma cochiliei este variabilă, predominînd valve cu contur oval. Am găsit însă și unele valve aproape trapezoidale. Independent de forma lor, valvele sînt slab convexe, inechilaterale, cu partea anterioară bine arcuită și cu partea posterioară subtrunchiată. Umboanele sînt prosogire.

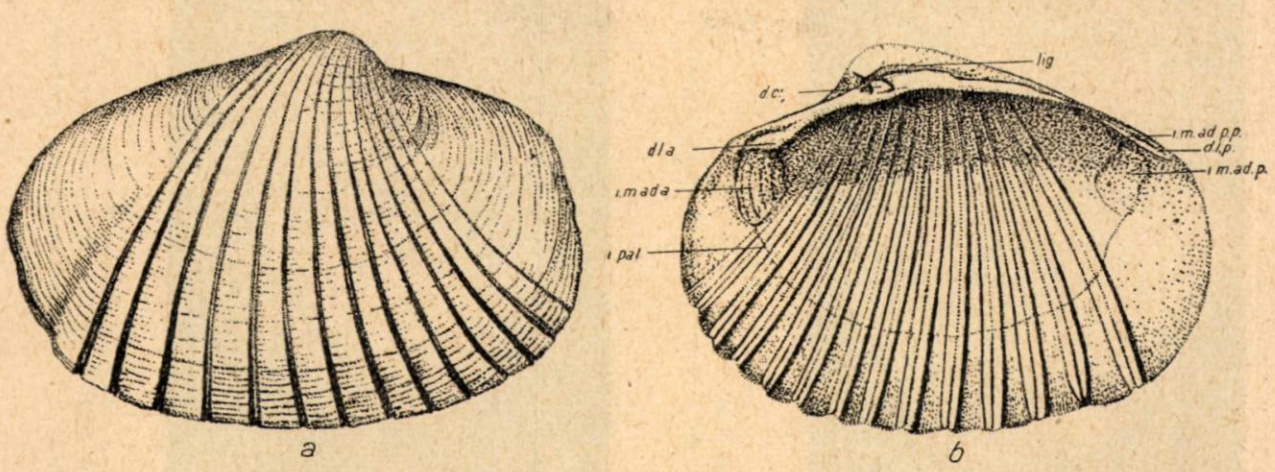


Fig. 8. — *Horiodacna zăvalui* n.sp.
Valva dreaptă, văzută extern (*a*) (× 16) și intern (*b*) (× 5).

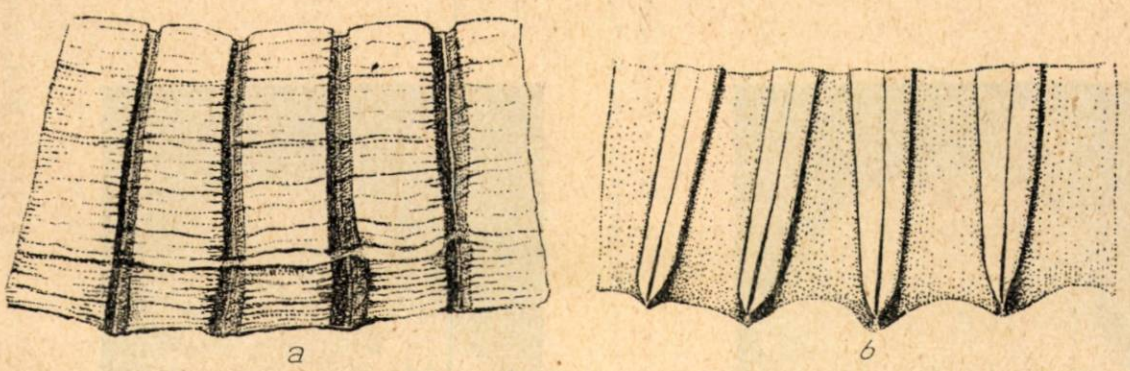


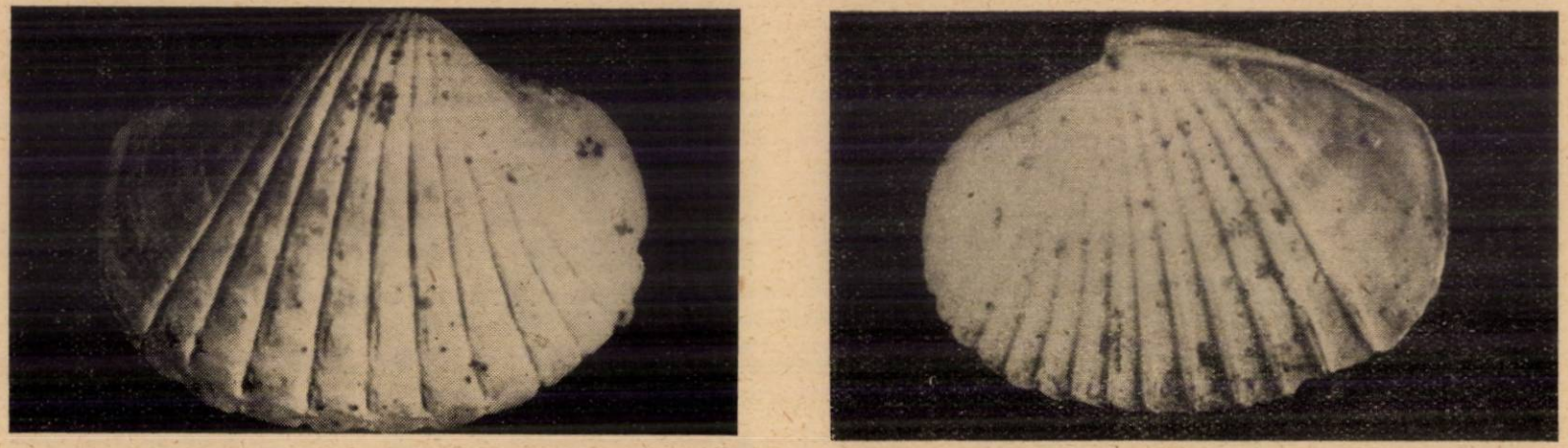
Fig. 9. — *Horiodacna zăvalui* n.sp.
Detalii de sculptură externă (*a*) și internă (*b*) (×20).

Dimensiunile valvelor sînt variabile:

Lungimea	6,4 mm;	8,0 mm;	9,0 mm
Înălțimea	4,5 mm;	6,3—6,5 mm;	7,0—7,5 mm

Suprafața externă a valvelor este ornamentată cu coaste largi, plate și netede, separate prin șanțuri adînci și înguste (fig. 8, *a*, 10, *a* și 11, *a*). Striurile de creștere apar slab ondulate, unele fiind mai îngroșate spre marginea inferioară a valvei (fig. 8, *a*).

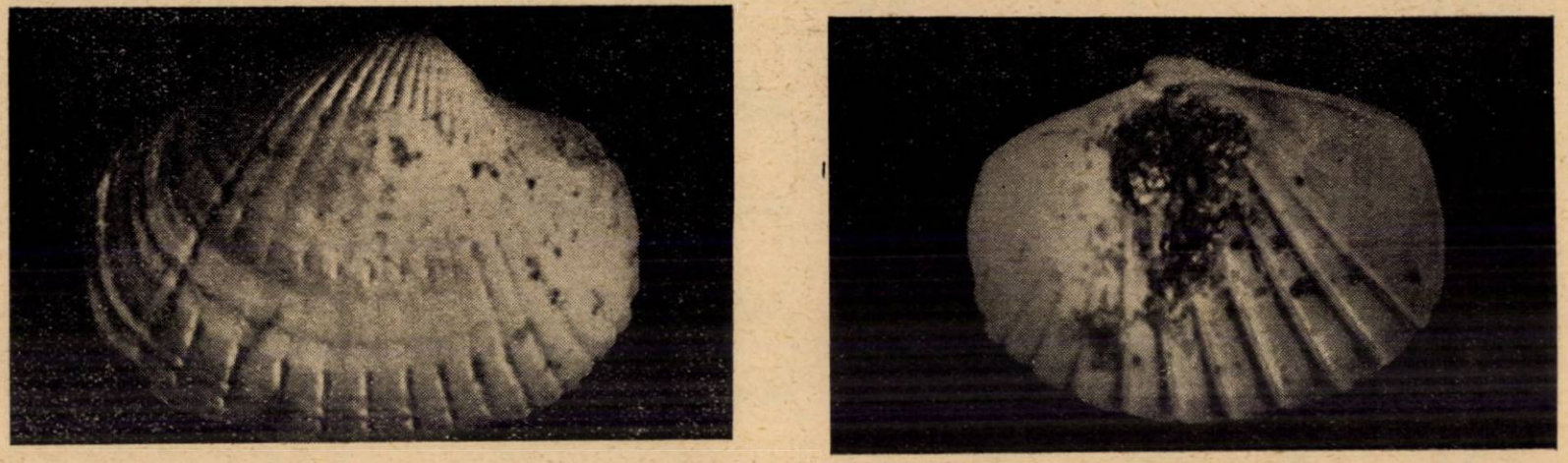
Suprafața internă a valvelor prezintă 11—16 coaste care sînt puțin mai late decît înalte și în genere mai înguste pe marginea inferioară a valvei, unde șanțul median este mai pronunțat. Coastele interne sînt situate în dreptul șanțurilor de pe suprafața externă a valvelor (fig. 8, *b*, 9, *b*, 10, *b* și 11, *b*).



a *b*

Fig. 10. — *Horiodacna zăvalui* n.sp.

Valva dreaptă, văzută extern (*a*) și intern (*b*) (× 7); holotip nr. 2030, col. Comitetului geologic, București (mențiunea este valabilă și pentru fig. 8 și 9).



a *b*

Fig. 11. — *Horiodacna zăvalui* n.sp.

Valva dreaptă, văzută extern (*a*) și intern (*b*) (× 6); paratip nr. 2031, col. Comitetului geologic, București.

Țîțîna, pe valva dreaptă, constă dintr-un dinte cardinal și o fosetă, un dinte lateral anterior slab marcat și un dinte lateral posterior atrofiat (fig. 2, *b*, 8, *b* și 10, *b*). Dintele cardinal este în genere conic-alungit, cu poziția oblico-posterioară. Dintele lateral anterior are formă triunghiular-alungită, slab reliefat. Dintele lateral posterior, abia aparent, este lamelar, îngust.

Pe valva stîngă nu s-a constatat prezența dinților laterali.

Unele valve prezintă un caracter aberant, în sensul că platoul cardinal se răsfrînge puțin în afară și imprimă astfel valvei un contur aproape trapezoidal.

Ligamentul este extern, opistodet și foarte slab marcat.

Specia este dimiară , homomiară și slab sinupaliată (fig. 8, *b*).

Holotipul și paratipii au fost depuși la colecția Comitetului geologic.

RAPORTURI ȘI DIFERENȚE

În vederea caracterizării speciei *Horiodacna zăvalui* n.sp., observăm în prealabil că ea ar putea fi confundată cu specia *Horiodacna rumana* Sabba. Din acest motiv, în cele ce urmează, prezentăm elementele distinctive dintre aceste două specii.

Deși forma valvelor este în general asemănătoare, constatăm că la specia *H. zăvalui*, partea anterioară a valvelor este mai alungită, predominînd tipul oval, slab convex. Dimensiunile exemplarelor mature ale speciei *H. zăvalui* sînt mai mici.

Suprafața externă a valvelor este netedă, însă la specia nou creată este brăzdată de șanțuri radiare, care delimitează astfel un număr mare de coaste plate.

Suprafața internă a valvelor speciei *zăvalui* prezintă coaste interne mai plate (decît cele ale speciei *rumana*), care se îngustează pe marginea inferioară a valvei și unde șanțul median este mai pronunțat.

Numărul coastelor interne ale speciei *zăvalui* este întotdeauna mai mare decît 10, spre deosebire de specia *rumana* al cărui număr variază între 10 și 3.

Un alt caracter distinctiv al speciei *zăvalui* se referă la structura țîțînii, care pe valva dreaptă prezintă în plus față de dintele cardinal, comun cu specia *rumana*, un dinte lateral anterior slab marcat și un dinte lateral posterior atrofiat.

OBSERVAȚII GENERALE ASUPRA SPECIILOR ATRIBUITE GENULUI **Horiodacna** Sabba

Formele aparținînd genului *Horiodacna* au fost întîlnite în majoritatea forajelor executate în depozitele daciene din Cîmpia Română meridională dintre Jiu și Ialomița, unde ele au o mare frecvență. Semnalăm prezența acestui cardiid în aflorimentele depozitelor daciene din funda-

mentul terasei inferioare a Jiului la Zăvalu, precum şi din depozitele daciene de la Bolbocești şi valea Gilortului.

Cercetarea materialului provenit din sondaje şi aflorimente duce la constatarea că genul *Horiodacna* este legat exclusiv de faciesul nisipos, şi anume de nisipurile fine din zona neritică. O dovadă o constituie faptul că pînă în prezent, acest lamellibranhiat nu a fost citat din faciesul argilos al dacianului dintre valea Desnățuiului şi valea Drincei şi nici din dacianul Subcarpaților Munteniei, unde nisipurile sînt mai grosiere şi alternează cu argile.

Afirmația că acest cardiid este cantonat în zona neritică, mai poate fi susținută şi prin faptul că el lipseşte din depozitele daciene din dreapta Dunării, unde era o zonă de sedimentare litorală.

Speciile aparținînd genului *Horiodacna* Sabba sînt forme endemice, proprii bazinului dacic şi foarte frecvente în depozitele neritice, fin nisipoase ale dacianului din Cîmpia Romînă meridională, precum şi din Depresiunea Getică de NV.

★

S a b b a Ş t e f ă n e s c u afirmă (5) că genul *Horiodacna* se apropie mult ca formă de genurile *Prosodacna* şi *Stylodacna*, de care însă se diferențiază prin țîțînă, care nu are decît un singur dinte cardinal.

Faptul că *Horiodacna zăvalui* n.sp. prezintă pe lîngă dintele cardinal, un dinte lateral anterior şi un dinte lateral posterior, precum şi numeroase coaste plate pe suprafața externă a valvelor, ar putea să ne îndreptățească să presupunem că această specie ar fi o formă de tranziție între *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana* Fontannes şi *Horiodacna rumana* Sabba.

Trebuie însă să recunoaştem că argumentele prezentate, pe de o parte, nu justifică riguros existența unei filiații între *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana* Fontannes şi *Horiodacna zăvalui* n.sp., iar pe de altă parte, pun la îndoială afirmarea existenței unui caz de convergență între aceste forme.

Față de stadiul cunoştințelor actuale asupra filogeniei cardiaceelor pliocene din bazinul dacic, opinăm că ipoteza filiației dintre formele *Prosodacna* (*Stylodacna*) *rumana* Fontannes şi *Horiodacna zăvalui* n.sp. trebuie să rămînă o problemă deschisă.

Ne exprimăm totuşi părerea că speciile *zăvalui* şi *rumana* ale genului *Horiodacna* ar reprezenta o linie de evoluție regresivă, care se manifestă prin : atrofierea dinților laterali, anterior şi posterior, descreşterea treptată a numărului coastelor interne şi prin sudarea şanțurilor de pe suprafața externă a valvelor.

Privitor la fenomenul de deformare a țîțînii, manifestat prin replierea în afară a acesteia, constatat la numeroase exemplare aparținînd genului *Horiodacna*, observăm că acelaşi fenomen a fost semnalat de E. J e k e l i u s (2) şi la unele specii ale genului *Limnocardium* Stol.

De asemenea, în partea superioară a nisipurilor daciene de la Zăvalu am găsit cîteva forme aparținînd genului *Prosodacna* care prezintă o răsfrîngere în afară a platoului cardinal.

Încercăm să dăm o explicație fenomenului de deformare a țițînii, pe care îl atribuim schimbării treptate a factorului salinitate (în sens de îndulcire a apei), proces care probabil afectează unele specii mai sensibile față de o astfel de modificare a mediului.

★

Valoarea stratigrafică a genului *Horiodacna* constă în faptul că este o formă exclusiv daciană, avînd o distribuție pe întreg etajul.

Sabba Ștefănescu (5), (6), (7) a considerat această formă ca fiind caracteristică „orizontului superior al ponțianului", în concepția veche, în care acest etaj includea ponțianul s. str. și dacianul.

Dacă separăm, conform subdiviziunilor pliocenului în concepția actuală, asociațiile de moluște (lamellibranhiate și gasteropode) cuprinse în inventarul dat de Sabba Ștefănescu (7), constatăm că *Horiodacna rumana* Sabba se găsește în asociația etajului dacian.

Într-adevăr, în forajul de la Mărculești, limita dintre ponțian și dacian a fost fixată de St. Manolescu (4) la adîncimea de 171 m, adică limita inferioară pînă la care, după Sabba Ștefănescu a fost întîlnită forma *Horiodacna rumana*.

Întrucît în marnele ponțiene întîlnite între 171 și 178 m adîncime nu există asemenea formă, se poate afirma că la Mărculești acest cardiid este cantonat numai în dacian.

La Zăvalu — punct fosilifer situat către extremitatea vestică a bazinului dacic — se constată că speciile genului *Horiodacna* se găsesc asociate exclusiv cu forme daciene, dintre care în Subcarpați unele caracterizează orizontul inferior, iar altele orizontul superior (2).

Situații analoge s-au constatat și în alte puncte din Cîmpia Romînă (Potcoava, Mănăstirea etc.).

În aflorimentele de pe valea Gilortului (Bolbocești) fragmentele de cochilii aparținînd genului *Horiodacna* Sabba se găsesc în asociație cu o serie de specii ale genului *Prosodacna* (citate la începutul acestei note), cu *Unio saratae* Teisseyre și cu *Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* (Bielz).

Aceste ultime două forme confirmă că genul *Horiodacna* se ridică pe verticală pînă în dacianul superior.

Genul *Horiodacna* Sabba ar putea avea o importanță stratigrafică în Depresiunea Getică de la vest de Jiu, unde prezența dacianului este încă discutată.

CONCLUZII

Observațiile făcute asupra unui mare număr de cochilii aparținînd genului *Horiodacna* Sabba ne-au permis să scoatem în evidență o serie de caractere paleontologice, care nu au fost cuprinse în diagnozele date de Sabba Ștefănescu pentru genul *Horiodacna* Sabba și specia *Horiodacna rumana* Sabba (forma cochiliei, numărul coastelor interne și prezența sinusului palial).

Constatarea existenței unui mare număr de exemplare cu caractere diferite de forma tip — semnalate la *Raporturi și diferențe* ne-a permis să creăm o specie nouă, *Horiodacna zăvalui* n.sp.

În cele ce urmează prezentăm diagnozele genului *Horiodacna* Sabba și a speciilor *H. rumana* Sabba și *H. zăvalui* n.sp.

Familia : CARDIIDAE Lamark
Genul : **Horiodacna** Sabba, 1896

Cochilia mai mult sau mai puțin convexă, de formă variabilă, aproape circulară, ovală sau trapezoidală, umboanele prosogire, puternic proeminente sau ușor teșite, după gradul de convexitate al valvelor.

Suprafața internă a valvelor are un număr variabil (3—16) de coaste radiare, înguste, pronunțat reliefate, străbătute pe toată lungimea lor de un șănțuleț median foarte fin.

Suprafața externă a valvelor este netedă, cu șanțuri radiare puțin adînci sau cu dungi reprezentînd liniile de sudură ale acestor șanțuri și al căror număr corespunde cu numărul coastelor interne.

Dentiția este constituită dintr-un dinte cardinal rudimentar, alăturat unei mici fosete. Pe valva dreaptă se poate afla și un dinte lateral anterior și unul lateral posterior slab marcat.

Linia palială cu sinus slab dezvoltat.

Famille : CARDIIDAE Lamark
Genre : **Horiodacna** Sabba, 1896

Coquille convexe de forme variable : presque circulaire, ovale ou trapézoïdale ; crochets prosogyres très proéminents ou légèrement aplatis selon la convexité des valves.

Surface interne des valves ayant un nombre variable (3—16) de côtes radiaires, étroites, très en relief, traversées en longueur par un sillon médian très fin.

Surface externe des valves, lisse, avec des sillons radiaires peu profonds ou des striations résultant du rétrécissement de ces sillons, et dont le nombre correspond au nombre des côtes internes.

Appareil dentaire constitué d'une dent cardinale rudimentaire contiguë à une petite fossette ; elle peut être accompagnée sur la valve droite d'une dent latérale antérieure et d'une dent latérale postérieure légèrement marquée. La ligne palléale comporte un sinus faiblement développé.

Horiodacna rumana Sabba

(fig. 3, *a* și *b* ; 4, *a* și *b* ; 5, *a* și *b* ; 6, *a* și *b* ; 7, *a* și *b*)

1896 *Horiodacna rumana* Sabba, Mém. Soc. Géol. France, nr. 15, p. 66, pl. VI, fig. 32—33.
1943 *Horiodacna rumana* Gillet, Mém. Inst. Géol. Roum., vol. IV, p. 81.

Forma cochiliei variabilă : frecvent valve cu contur aproape circular, pronunțat convexe ; valve ovale și valve trapezoidale, slab convexe. Valve inechilaterale, cu partea anterioară arcuită regulat, iar partea posterioară puțin mai lungă, ușor trunchiat ; subțiri, translucide. Umbonul prosogir.

Dimensiuni variabile :

Lungimea	3,3 mm,	11 mm
Înălțimea	2,7 mm,	8,5 mm

Suprafața externă netedă, cu un număr de dungi radiare corespunzător numărului coastelor interne.

Suprafața internă a valvelor ornamentată cu 3—10 coaste radiare, pronunțat reliefate, cu aceeași lățime și aceeași înălțime pe toată lungimea de sub umbon pînă la marginea inferioară. Șanțul median al fiecărei coaste este filiform.

Țîțîna pe fiecare valvă constă dintr-un singur dinte cardinal, întovărășit de o fosetă.

Unele valve prezintă o țîțînă cu caracter aberant, în sensul că dintele cardinal se răsfrînge în afară, împreună cu întreg platoul cardinal, care capătă aspect de lamă aproape dreaptă cu marginea externă fin crenelată, imprimînd astfel acestor valve un contur trapezoidal.

Ligamentul este extern, opistodet și situat într-un șanț îngust, puțin adînc și relativ scurt.

Impresiunile musculare ale mușchilor adductori sînt aproape egale, superficiale și au contur oval-ascuțit la ambele capete.

Forma este slab sinupaliată.

Etajul dacian, facies nisipos.

Localități : din aflorimente la Zăvalu și Bolbocești ; din foraje la Mărculești, Potcoava, Mănăstirea, Viișoara, Furculești, Suhaia și Conțești.

Neoholotipul și paratipii au fost depuși la Colecția Comitetului geologic (înregistrare sub nr. 2 027—neoholotipul, nr. 2 028 și 2 029—paratipii).

Horiodacna rumana Sabba

(fig. 3, *a* et *b* ; 4, *a* et *b* ; 5, *a* et *b* ; 6, *a* et *b* ; 7, *a* et *b*)

1896 *Horiodacna rumana* Sabba, Mém. Soc. Géol. France, no. 15, p. 66, pl. VI, fig. 32—33.
1943 *Horiodacna rumana* Gillet, Mém. Inst. Géol. Roum., vol. IV, p. 81.

Forme de la coquille variable : fréquemment des valves ayant un contour presque circulaire, prononcé convexe ; valves ovales et valves trapézoïdales, légèrement convexes. Valves inéquilatérales, le côté antérieur régulièrement arqué, le côté postérieur un peu plus long, légèrement tronqué ; minces, translucides. Crochets prosogyres.

Dimensions variables :

Longueur	:	3,3 —11 mm
Hauteur	:	2,7 — 8,5 mm

Surface externe lisse, avec striations radiaires correspondant au nombre des côtes internes.

Surface interne des valves ornementée de 3—10 côtes radiaires, très en relief, ayant la même largeur et hauteur sur toute la distance entre le crochet et le bord inférieur. Le sillon médian de chaque côté est filiforme.

La charnière consiste en une seule dent cardinale, accompagnée d'une fossette.

Certaines valves présentent une charnière aberrante, dans le sens que la dent cardinale est retroussée en dehors, entraînant tout le plateau cardinal qui prend l'aspect d'une lame presque droite, ayant le bord externe finement crénelé. Ces circonstances impriment à ces valves un contour trapézoïdal.

Le ligament est externe, opistodète et situé dans un sillon étroit, peu profond et relativement court.

Les impressions musculaires des muscles adductèurs sont presque égales, superficielles et ont un contour oval, pointu aux deux extrémités.

La ligne palléale comporte un sinus faiblement développé.

Etage dacien, faciès sableux.

Localités : affleurements de Zăvalu et Bolbocești, forages de Mărculești, Potcoava, Mănăstirea, Viișoara, Furculești, Suhaia et Conțești.

Le néoholotype et les paratypes ont été déposés dans la Collection du Comité Géologique (enregistrés sous le no. 2 027—néoholotype ; nos. 2 028 et 2 029—paratypes).

Horiodacna zăvalui n. sp.

(fig. 8, *a* și *b* ; 9, *a* și *b* ; 10, *a* și *b* ; 11, *a* și *b*)

Forma cochiliei variabilă, în general ovală sau uneori trapezoidală. Valvele, slab convexe, subțiri, inechilaterale, cu partea anterioară bine arcuită și mai alungită, iar partea posterioară slab trunchiată. Umboanele prosogire.

Dimensiunile valvelor variabile :

Lungimea	6,4 — 9 mm
Înălțimea	4,5 — 7,5 mm

Suprafaţa externă a valvelor netedă, străbătută de şanţuri radiare puţin adînci, care separă astfel coaste plate.

Suprafaţa internă ornamentată cu 11—16 coaste, situate în dreptul şanţurilor de pe suprafaţa externă ; coastele interne sînt pronunţat reliefate pe întreaga lor lungime, începînd de sub umbon pînă la marginea inferioară a valvelor şi străbătute de un şanţ median foarte fin.

Ţîţîna, pe valva dreaptă, constă dintr-un dinte cardinal şi o fosetă, un dinte lateral anterior slab marcat şi un dinte lateral posterior atrofiat — abia vizibil.

Ligamentul extern, opistodet şi slab marcat.

Specia este dimiară, homomiară şi slab sinupaliată.

Etajul dacian, facies neritic nisipos.

Localităţi : Zăvalu.

Holotipul şi paratipul au fost depuşi la colecţia Comitetului geologic (înregistrare sub nr. 2 030—holotipul şi nr. 2 031 — paratipul).

Horiodacna zăvalui n. sp.

(fig. 8, *a* et *b* ; 9, *a* et *b* ; 10, *a* et *b* ; 11, *a* et *b*)

Forme de la coquille variable, en général ovale ou quelquefois à peu près trapézoïdale. Valves légèrement convexes, minces, inéquilatérales ; le côté antérieur arqué, un peu plus allongé et le côté postérieur faiblement tronqué. Crochets prosogyres.

Dimensions variables :

Longueur : 6,4 — 9 mm

Hauteur : 4,5 — 7,5 mm

Surface externe des valves, lisse, parcourue de sillons radiaires peu profonds qui séparent ainsi des côtes plates. Surface interne ornementée de 11—16 côtes, correspondantes aux sillons de la surface externe. Les côtes internes sont très en relief, sur toute la distance entre le crochet et le bord inférieur, et sont parcourues d'un sillon médian très fin.

La charnière de la valve droite consiste en une dent cardinale accompagnée d'une fossette une dent latérale antérieure peu marquée et une dent latérale postérieure atrophiée — à peine visible.

Ligament externe, opistodète et très peu marqué.

L'espèce est dimyaire, homomyaire ; ligne palléale ayant un sinus peu marqué.

Etage dacien, faciès néritique sableux.

Localités : Zăvalu.

Le holotype et le paratype ont été déposés dans la Collection du Comité Géologique (enregistrés sous le no. 2 030—holotype et no. 2 031 —paratype).

★

Referitor la valoarea stratigrafică a speciilor genului *Horiodacna* Sabba se constată că ele caracterizează etajul dacian ; sînt forme endemice — proprii bazinului dacic — şi au o mare frecvenţă în depozitele neritice, fin nisipoase ale dacianului din Cîmpia Romînă meridională şi din Depresiunea Getică de NV.

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О РОДЕ HORIODACNA SABBA

РЕЗЮМЕ

В результате полевых исследований и изучения большого количества экземпляров, принадлежащих роду Horiodacna Sabba авторам удалось:

1. Выявить ряд палеонтологических характеристик, не содержащихся в диагнозах, данных Саббой Штефэнеску для рода Horiodacna Sabba и для вида Horiodacna rumana Sabba.

В работе приводятся соответствующие диагнозы, дополненные авторами.

2. Выделить новый вид пластинчатожаберных (Cardiidae): Horiodacna zăvalui n. sp.

3. Установить, что виды, относящиеся к роду Horiodacna, являются эндемическими формами, характерными для дакийского бассейна, широко распространенными в дакийских мелкопесчанистых прибрежных отложениях на юге Румынской равнины.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Различные контуры створок рода Horiodacna Sabba. *a* — почти круглый контур (× 5); *b* — овальный контур (× 5); *c* — контур, имеющий вид трапеции (× 5).

Рис. 2. — Разновидности замков у раковин рода Horiodacna Sabba. *a* — замок у Horiodacna rumana Sabba (× 10); *b* — замок пахнодонтного типа у Horiodacna rumana Sabba (× 10); *c* — замок у Horiodacna zăvalui sp. n. (× 10). *dc* — кардинальный зуб; dla — передний боковой зуб; dlp — задний боковой зуб; *i.m.ad.a.* — отпечаток переднего сводящего мускула; *i.m.ad.p.* — отпечаток заднего сводящего мускула; *i.m.ad.pp.* — отпечаток заднего сводящего мускула ноги; *lig* — тяж; *i.pal.* — мантийная линия; *sp* — мантийный синус (условные обозначения действительны для всех рисунков).

Рис. 3. — Horiodacna rumana Sabba, правая створка с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 5).

Рис. 4. — Horiodacna rumana Sabba, скульптурные детали с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 10).

Рис. 5. — Horiodacna rumana Sabba, правая створка с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 5); неоголотип № 2027, кол. Бухарестского геологического комитета (замечание действительно и для рис. 3 и 4).

Рис. 6. — Horiodacna rumana Sabba, правая створка с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 6); паратип № 2028, кол. Бухарестского геологического комитета.

Рис. 7. — Horiodacna rumana Sabba, правая створка в внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 4); паратип № 2029 кол. Бухарестского геологического комитета.

Рис. 8. — Horiodacna zăvalului sp. n. правая створка с внешней (*a*) (× 6) и внутренней (*b*) стороны (× 5).

Рис. 9. — Horiodacna zăvalui sp. n. скульптурные детали с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 20).

Рис. 10. — Horioada zăvalui sp., n. правая створка с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 7); голотип № 2030, кол. Бухарестского геологического комитета (замечание действительно и для рис. 8 и 9).

Рис. 11. — Horiodacna zăvalui sp. n., правая створка с внешней (*a*) и внутренней (*b*) стороны (× 6); паратип № 2031, кол. Бухарестского геологического комитета

OBSERVATIONS SUR LE GENRE *HORIODACNA* SABBA

RÉSUMÉ

Les études sur le terrain et les observations faites sur un grand nombre de coquilles appartenant au genre *Horiodacna* Sabba ont permis aux auteurs :

1° De mettre en évidence une série de caractères paléontologiques qui n'ont pas été compris dans les diagnoses données par Sabba Ștefă-

nescu, pour le genre *Horiodacna* Sabba et pour l'espèce *Horiodacna rumana* Sabba.

On a aussi formulé, à cette occasion, les diagnoses respectives, complétées par les auteurs.

2° De créer une nouvelle espèce de Lamellibranches cardiides : *Horiodacna zăvalui* n.sp.

3° De constater que les espèces appartenant au genre *Horiodacna* sont des formes endémiques propres au bassin dacique, qui se rencontrent très fréquemment dans les dépôts néritiques sablonneux fins, du Dacien de la plaine roumaine méridionale.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Variation du contour des valves appartenant au genre *Horiodacna* Sabba. *a*, Contour presque circulaire (5 ×) ; *b*, contour ovale (5 ×) ; *c*, contour trapézoïdal (5 ×).

Fig. 2. — Variation de la charnière des coquilles appartenant au genre *Horiodacna* Sabba. *a*, Charnière de *Horiodacna rumana* Sabba (10 ×) ; *b*, charnière de *Horiodacna zăvalui* n. sp. (10 ×) ; *c*, charnière aberrante (repliée) de *Horiodacna rumana* Sabba (10 ×).

d.c., Dent cardinale ; *d.l.a.*, dent latérale antérieure ; *d.l.p.*, dent latérale postérieure ; *i.m.ad.a.*, impression du muscle adducteur antérieur ; *i.m.ad.p.*, impression du muscle adducteur postérieur ; *i.m.ad.pp.*, impression du muscle adducteur postérieur du pied ; *lig.*, ligament ; *i.pal.*, impression palliale ; *s.p.*, sinus pallial. (Ces abréviations sont les mêmes pour toutes les figures).

Fig. 3. — *Horiodacna rumana* Sabba, valve droite, vue extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (5 ×).

Fig. 4. — *Horiodacna rumana* Sabba, détails de sculpture extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (10 ×).

Fig. 5. — *Horiodacna rumana* Sabba, valve droite, vue extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (5 ×) ; néoholotype n° 2 027, de la Collection du Comité Géologique de Bucarest (même mention pour les figures 3 et 4).

Fig. 6. — *Horiodacna rumana* Sabba, valve droite, vue extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (6 ×) : paratype n° 2 028, de la Collection du Comité Géologique de Bucarest.

Fig. 7. — *Horiodacna rumana* Sabba, valve droite, vue extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (4 ×) ; paratype n° 2 029, de la Collection du Comité Géologique de Bucarest.

Fig. 8. — *Horiodacna zăvalui* n. sp., valve droite, vue extérieure (*a*) (6 ×) et intérieure (*b*) (5 ×).

Fig. 9. — *Horiodacna zăvalui* n. sp., détails de sculpture extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (20 ×).

Fig. 10. — *Horiodacna zăvalui* n. sp., valve droite, vue extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (7 ×) ; holotype n° 2 030, de la Collection du Comité Géologique de Bucarest (même mention pour les figures 8 et 9).

Fig. 11. — *Horiodacna zăvalui* n. sp., valve droite, vue extérieure (*a*) et intérieure (*b*) (6 ×) ; paratype n° 2 031, de la Collection du Comité Géologique de Bucarest.

BIBLIOGRAFIE

1. Gillet S., *Les limnocardiidés des couches à congéries de Roumanie.* Mem. Inst. geol. Rom., 1943, vol. IV, p. 81.
2. Jekelius E., *Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov.* Mem. Inst. geol. Rom., 1932, vol. II.
3. Liteanu E., *Fauna dacianã de la Zăvalu.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de biologie şi ştiinţe agricole şi Secţia de geologie şi geografie, t. VII, nr. 3, 1955, p. 763—767.

4. Manolescu St., *Comunicare preliminară asupra Pliocenului din dreapta Dunării din Dobrogea de SV.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, vol. VI, p. 77.

5. Ştefănescu Sabba, *Etude des terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution à la faune sarmatique, pontique et levantine.* Mém. Soc. géol. France, Paléontologie, 1896, mem. 15, fasc. 2 şi 3, p. 66.

6. — *Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contribution à l'étude stratigraphique.* Lille, 1897, p. 137.

7. — *Les couches géologiques traversées par le puits artésien de Mărculeşti dans le Baragan de Ialomița (Roumanie).* Bull. Soc. Géol. France, 1894, seria a III-a, p. 331—333.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PALEONTOLOGIC AL DEPOZITELOR ALBIENE DE LA GIURGIU (VALEA DUNĂRII)

DE

M. PAUCĂ și D. PATRULIUS

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 18 mai 1959

Prezența unor depozite albiene pe limita de sud a Cîmpiei Romîne a fost semnalată în anul 1952 de N a t a l i a D i m i t r o v a (2). Este vorba de marne și gresii glauconitice care apar pe malul bulgăresc al Dunării, în regiunea portului Ruse. Depozitele menționate conțin numeroși ammoniți și mai multe specii de *Aucellina*, iar fauna inventariată pînă acum de N. D i m i t r o v a este reprezentativă pentru albianul mediu.

În anul 1955 excavațiile făcute la Giurgiu pentru construcția podului de peste Dunăre, între Giurgiu și Ruse, au scos la iveală o bogată faună albiană conținută în gresii verzi glauconitice și în marne fine, de culoare cenușie deschis. Parte din materialul paleontologic, care face obiectul acestei note, ne-a fost remis spre determinare de G. M u r g e a n u, E. L i t e a n u și L. T u r c u l e ț. O altă parte a fosilelor albiene recoltate la Giurgiu se află în muzeul regional din această localitate și la Laboratorul de paleontologie al Universității „C. I. Parhon" din București. Microfauna marnelor albiene de la Giurgiu a fost studiată de T. N e a g u, care a determinat și cîteva specii de moluște provenind din aceleași depozite și dintre care unele nu sînt cuprinse în lista formelor pe care le-am inventariat personal.

Succesiunea depozitelor cretacice de la Giurgiu nu a făcut obiectul unui studiu amănunțit, dar după informațiile pe care le-am putut obține, ea cuprinde sub aluviunile Dunării, de sus în jos, următorii termeni :

marne cenușii deschis,
gresii glauconitice,
nivel bazal de brecii cu elemente de calcare albe recifale,
calcare recifale albe-gălbui cu pachiodonte (*Requienia*).

Calcarele recifale aparţin apţianului (după geologii bulgari) şi probabil şi barremianului, în timp ce celelalte depozite reprezintă albianul mediu şi foarte probabil partea superioară a albianului inferior. Grosimea depozitelor albiene este cuprinsă între 10 şi 15 m.

Gresiile glauconitice conţin pe alocuri concreţiuni mari de pirită, precum şi noduli bruni de fosfaţi, care sînt de obicei fragmente rulate de ammoniţi, brachiopode şi gasteropode. Fauna acestor gresii cuprinde următoarele forme :

Neohibolites minimus (Lister)
Cymatoceras neckerianus (Pictet), 1858 (non *N. neckerianus* Pictet, 1853)
Douvilleiceras sp.
Rhynchonella tripartita Pictet
Rhynchonella sp.
Rhynchonella n. sp.
Terebratula dutempleana d'Orbigny
Plicatula gurgitis Pictet et Roux
„ *inflata* Sowerby
Ostrea papyracea Sinzov
Serpula aff. *arcuata* Münster

În aceleaşi gresii glauconitice se găsesc fragmente de lemn incarbonizat şi un asemenea fragment prezintă perforaţii tubulare, comparabile cu canale de *Teredo*.

Marnele cenuşii deschis sînt marne fine, relativ moi, în bancuri compacte, fără stratificaţie netă. Suprafaţa fosilelor ce conţin este acoperită de obicei de o peliculă negricioasă sau brună. Din aceste marne au fost identificate următoarele specii :

Neohibolites minimus (Lister)
Cymatoceras neckerianus (Pictet) (în Pictet şi Roux, 1853, pl. I, fig. 2, non *Nautilus neckerianus* Pictet, 1858, pl. XVI)
Puzosia quenstedti (Parona et Bonarelli)
Puzosia sp. (formă gigantică)
Hamites maximus Sowerby
Hamites sp.
Prohelicoceras aff. *subcatenatum* Spath
Hoplites danubiensis n. sp.
Anahoplites intermedius Spath
„ *planus fitloni* (d'Archiac)
„ *planus discoideus* Spath
Terebratula dutempleana d'Orbigny
Inoceramus concentricus Parkinson

Speciile cele mai frecvente sînt *Inoceramus concentricus* Parkinson, *Anahoplites intermedius* Spath, *Anahoplites planus* (Mantell) şi *Neohibolites minimus* (Lister), a cărui populaţie formată din specimene de mici dimensiuni şi gracile, se distinge de populaţia depozitelor albiene din Dobrogea (Seimeni, valea Carasu), de populaţia foarte polimorfă a argilei cu *minimus* din Germania de nord şi de cea a albianului mediu din Caucaz.

Mai este de remarcat faptul că, în general, ammoniţii marnelor albiene de la Giurgiu ating o talie mare. La un diametru depăşind 60 mm diferitele varietăţi ale lui *A. planus* prezintă o creştere rapidă a razei ombilicale, astfel că raporturile lor dimensionale se deosebesc de cele menţionate de L. Spath (4) pentru specimenele tipice.

În ansamblu, fauna marnelor cu *A. planus* este reprezentativă pentru zona cu *Anahoplites intermedius*, aşa cum a fost definită de L. Spath (4), adică pentru partea mijlocie a albianului mediu, conform cu clasificarea mai recentă a lui M. Breistroffer (1). L. Spath remarcă însă, pe de altă parte, că varietăţile lui *A. planus*, al căror ombilic se lărgeşte rapid, se întîlnesc în zonele cu *Dipoloceras cornutum* şi *D. cristatum*, adică în partea superioară a albianului mediu, care corespunde cu timpul de maximă dezvoltare a speciei *A. planus*.

În ceea ce privește gresiile glauconitice situate sub marnele cu *A. planus* și *A. intermedius*, în aceste roci nu s-a găsit, pe malul romînesc al Dunării, o asociație mai bogată de ammoniți, care să permită a se preciza poziția lor în cadrul albianului. Judecînd însă după fauna menționată de Natalia Dimitrova de la Ruse și care cuprinde ca forme mai caracteristice speciile: *Hoplites dentatus* (Sowerby), *H. benettianus* (Sowerby), *Anahoplites mimeticus* Spath, gresiile amintite ar putea să reprezinte partea inferioară a albianului mediu. Prezența unei forme de *Douvilleiceras*, găsită la Giurgiu, constituie o indicație că partea cu totul superioară a albianului inferior este și ea cuprinsă în același orizont de gresii glauconitice.

În ansamblu, depozitele albiene de la Giurgiu se disting de cele ale albianului din Dobrogea prin faciesul lor în mare parte marnos [1]). Faciesul marnos al albianului se extinde departe spre N, în partea centrală și cea de vest a Cîmpiei Romîne, fapt pus în evidență prin forajele executate în ultimii ani la nord de Dunăre. În partea de est a Cîmpiei Romîne albianul îmbracă însă același facies ca în Dobrogea, fiind reprezentat printr-o succesiune relativ groasă de nisipuri, gresii și depozite marno-gresoase glauconitice (Ciochina, Mărculești). Forajele au mai arătat, de asemenea, că în fundamentul Cîmpiei Romîne, vraconianul, cenomanianul și turonianul îmbracă un facies similar celui al albianului marnos, aceste etaje fiind reprezentate prin marne cenușii și verzui bogate în foraminifere. Un foraj executat de Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei la Putinei oferă indicații că între albian, vraconian și cenomanian există continuitate de sedimentare. Acest foraj a străbătut un pachet de marne cenușii, avînd o grosime de cel puțin 150 m și care cuprinde la partea sa inferioară (la 787 m adîncime) un nivel cu *Oxytropidoceras* sp. (aff. *O. roissyanum* d'Orbigny), iar la partea sa superioară (la 642 m adîncime) un nivel cu *Neohibolites ultimus* (d'Orbigny). Succesiunea marnelor cenușii de la Putinei reprezintă deci, în intervalul menționat, albianul superior, vraconianul și partea inferioară a cenomanianului.

Este interesant de remarcat că depozite similare celor care reprezintă albianul în fundamentul Cîmpiei Romîne — spre sud pînă la Dunăre — se găsesc intercalate în flișul albian din partea de sud a Carpaților Orientali în valea Ialomiței (Fieni). Este vorba anume de marne tari cu *Aucellina grypheoides* (Sowerby), *Inoceramus concentricus* Parkinson, *Neohibolites minimus* (Lister) și mai multe specii de *Puzosia*, precum și de gresii fine marnoase și de calcare glauconitice cu *N. minimus* (Lister), *Hoplites* sp., *Desmoceras latidorsatum* (Michelin), *Aucellina stuckenbergi* Pavlov și *Ostrea papyracea* Sinzov [2]). Sînt aceleași roci din care provine fauna recoltată de G. Murgeanu la Fieni și menționată în literatură ca faună vraconiană (3).

---

[1]) Considerațiile următoare cu privire la faciesul albianului de la Giurgiu, în comparație cu depozitele albiene din teritoriile învecinate și cu cele din Dobrogea și partea de sud a Carpaților Orientali, se datoresc lui D. Patrulius.

[2]) Ultimele trei specii au fost identificate de D. Patrulius.

În concluzie, depozitele albiene de la Giurgiu au în bază un orizont de gresii glauconitice, care, prin comparaţie cu profilul albianului din regiunea Ruse, poate fi atribuit părţii inferioare a albianului mediu (zona cu *Hoplites dentatus*), eventual şi părţii cu totul superioare a albianului inferior. Urmează un pachet de marne cenuşii, cuprinzînd partea mijlocie a albianului mediu (zona cu *Anahoplites intermedius*). Prezenţa părţii superioare a albianului mediu (zona cu *Dipoloceras cristatum* şi *D. cornutum*) nu este dovedită în mod cert, dar pare foarte probabilă.

DESCRIEREA FAUNEI *)

ANNELIDA

Serpula aff. arcuata Münster

(pl. I, fig. 6)

Tuburi arcuite avînd pînă la 35 mm lungime şi 5 mm diametru, cu perete relativ gros (0,5—1 mm), prevăzute cu şase creste longitudinale, puternic proeminente, şi cu rare îngroşări transversale, marcate prin nodozităţi pe crestele longitudinale. Exemplarul tip de *Serpula arcuata* Münster, în Goldfuss (Petrefacta Germaniae, 1826—1833, p. 237, pl. 70, fig. 10) se distinge de cele examinate printr-o uşoară torsiune a tubului. O specie foarte asemănătoare este *Serpula sexangularis* Münster, în Goldfuss (Petrefacta Germaniae, p. 238, pl. 70, fig. 12), dar aceasta are suprafaţa ornată cu dese lamele transversale.

BRACHIOPODA

Terebratula dutempleana d'Orbigny

(pl. II, fig. 10)

Referinţă tip: *Terebratula dutempleana* d'Orbigny, 1847, Paléontologie française, Terr. Crét., vol. 4, p. 93, pl. 511, fig. 1—8.

Alte referinţe: *Terebratula dutempleana* d'Orbigny, 1853, în Pictet şi Roux, Fossiles des grès verts des environs de Genève, 1847—1853, p. 536, pl. 51, fig. 1—4.

Exemplare de talie relativ mare, mult mai lungi decît largi, cu croşetul erect sau puternic recurbat spre vîrful valvei dorsale şi prevăzut cu un foramen relativ mare. Comisura frontală larg biplicată. Exemplarele examinate sînt conforme cu cele reprezentate în figurile 1—3 şi 4—5 de A. d'Orbigny şi în figura 1 de Pictet şi Roux. Cel mai mare dintre ele are 32,5 mm lungime, 24 mm lărgime şi 18 mm grosime.

*) Fauna este descrisă de D. Patrulius.

Rhynchonella tripartita Pictet

(pl. I, fig. 7)

Referință tip : *Rhynchonella tripartita* Pictet, 1872, în Pictet et Campiche, Foss. terr. crèt. Sainte Croix, Classe des Mollusques Brachiopodes ; Materiaux Pal. Suisse (5), p. 44, pl. 200, fig. 4—5.

Unicul exemplar recoltat are 21 mm lungime, 20 mm lățime și 13 mm grosime. Coaste fine, în număr de aproximativ 90. Pseudoarea ușor excavată, abia delimitată prin carene rostrale foarte atenuate, rotunjite. Rostrul relativ înalt, suberect, cu plăci deltidiale vizibile și separate prin foramen, care este alungit și atinge vîrful valvei dorsale. Comisurile laterale prezintă o ușoară inflexiune spre vîrful valvei dorsale. Sinusul frontal aproape rectangular, cu marginea vag ondulată.

Rhynchonella sp.

(pl. I, fig. 8 ; fig. 1)

Unicul exemplar recoltat are 16,5 mm lungime, 18 mm lățime și 11 mm grosime, valve moderat convexe, ornate cu 25 de coaste apropiate, cu creastă rotunjită. Coastele cele mai externe sînt atenuate, iar ornamentația se șterge complet pe marginile rostrului. Comisuri laterale îngroșate, cu lamele de creștere bine vizibile pe marginea valvelor. Sinus frontal larg arcuit. Rostrul puternic dezvoltat, prevăzut cu un foramen circular, depărtat de vîrful valvei dorsale și avînd marginea ușor îngroșată. Plăcile deltidiale unindu-se pe linia mediană, sub foramen. Pseudoarea relativ înaltă, foarte ușor excavată și delimitată prin carene rostrale subangulare, obtuze.

Exemplarul studiat are unele afinități cu *Rhynchonella deluci* Pictet, dar la această din urmă specie, rostrul este mai puțin proeminent, pseudoarea este indistinctă, iar ornamentația se întinde pînă pe marginile

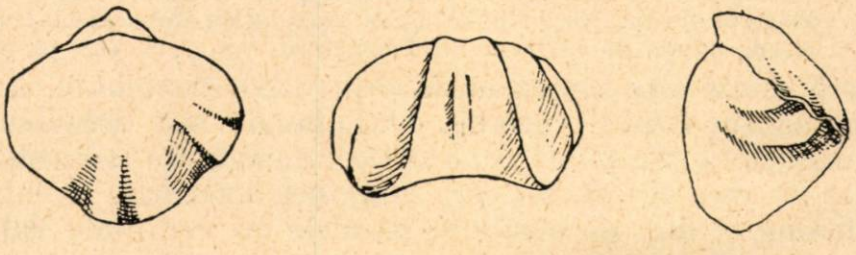


Fig. 1. — *Rhynchonella* n. sp. Gresiile glauconitice, de la baza depozitelor albiene.

rostrului. Un mulaj intern, recoltat de M. Chiriac, din depozitele glauconitice ale albianului mediu de la Seimeni (Dobrogea de sud) și care aparține probabil la *R. deluci*, are un sinus frontal mai adînc, valva dorsală prevăzută cu un lob median puțin proeminent și coaste mai numeroase.

Rhynchonella n. sp.

(pl. I, fig. 9)

Două exemplare sub formă de mulaje interne, dintre care unul, de talie mai mare, are 12 mm lungime, 14 mm lăţime şi 8,5 mm grosime. Valva dorsală prezintă un lob median puternic proeminent, bicostat spre comisura frontală şi este prevăzută cu cîte două coaste groase, dar slab proeminente, de o parte şi de alta a lobului median. Valva ventrală are o depresiune mediană adîncă, prevăzută cu o coastă mediană. De o parte şi de alta a acestei depresiuni se disting cîte trei coaste, proeminente numai spre comisura valvelor. Sinusul frontal foarte adînc, cu marginile laterale oblice. Marginea cardinală aproape dreaptă. Rostrul pare să fie puternic dezvoltat.

LAMELLIBRANCHIATA

Inoceramus concentricus Parkinson

(pl. II, fig. 15)

Referinţă tip : *Inoceramus concentricus* Parkinson, 1820, Transactions of the Geological Society, vol. 5, p. 58, pl. 1, fig. 4.

Această specie, deosebit de abundentă, este reprezentată prin exemplare de obicei strivite şi lipsite de cochilie. O valvă stîngă mai bine conservată (pl. II, fig. 15) şi puternic convexă, are croşetul foarte recurbat, ascuţit şi cu vîrful uşor îndreptat înainte, o lunulă largă, puţin excavată şi coaste concentrice mai proeminente spre croşet.

Ostrea papyracea Sinzov

(pl. II, fig. 11)

Referinţă tip : *Ostrea papyracea* Sinzov, 1913, Beiträge zur Kenntnis der unteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus, in Travaux du Musée Géol. Pierre le Grand, Acad. Imper. de Sciences St. Petersburg, vol. 7, p. 103, pl. 4, fig. 40—44.

Această specie este reprezentată prin valve de talie mică cu cochilia subţire şi cu contur foarte variabil, oval-alungit sau subcircular. Ornamentaţie constituită din pliuri concentrice, neregulate şi inconstante, mai proeminente fie spre croşet, fie spre marginea inferioară a valvelor. Spre croşet se disting şi linii de creştere, paralele cu marginile valvei. Croşet mic, ascuţit. Arie ligamentară redusă. Această specie se găseşte reprezentată şi în depozitele albianului superior de la Fieni (valea Ialomiţei), unde populaţia ei este extrem de polimorfă. După S i n z o v *O. papyracea* se aseamănă foarte mult cu *Ostrea proteus* Reuss din Plänerul de la Luschitz. Specia descrisă de R e u s s are, însă, în general o talie mai mică, iar marginea posterioară a valvelor este deseori striată transversal pe faţa internă.

Plicatula gurgitis Pictet et Roux

(pl. II, fig. 13 și 14)

Referință tip : *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux, 1853, Fossiles des grès verts des environs de Genève, 1847—1853, p. 517, pl. 47, fig. 4a — b.

Materialul paleontologic studiat cuprinde două exemplare ale acestei specii, dintre care unul — de talie mai mare — are 11 coaste radiare în partea superioară a valvei, la care se adaugă 8 coaste intercalare spre marginea inferioară. Acest exemplar este prevăzut cu trei șanțuri concentrice adînci, marcînd opriri în creștere, și cu lamele de creștere puțin evidente în spațiile intercostale. Exemplarul de talie mai mică are în jur de 11 coaste apropiate, puternic proeminente și spinoase.

Plicatula inflata Sowerby

(pl. II, fig. 12)

Referință tip : *Plicatula inflata* Sowerby, 1828, Mineral Conchology, pl. 409.
Alte referințe : *Plicatula radiola* Lamarck, ap. Pictet et Roux, in Mollusques des grès verts des environs de Genève, 1847—1853, p. 516, pl. 47, fig. 3a—b.

O valvă dreaptă, de talie mică, prevăzută în partea superioară cu 7 coaste proeminente, spinoase, mai depărtate decît la *P. gurgitis* Pictet et Roux, și la care se adaugă, spre marginea inferioară, 3 coaste intercalare.

CEPHALOPODA

Neohibolites minimus (Lister)

(pl. III, fig. 18, 19 și 20)

Referință tip : *Belemnites minimus* Lister, Hist. anim. Angliae, pl. CCXXVIII, fig. 32.

Exemplarele conținute în gresiile glauconitice care constituie baza depozitelor albiene de la Giurgiu, sînt de talie medie, avînd în general între 30 și 50 mm lungime și sînt conforme exemplarelor descrise de Stolley sub numele de var. *media*. Populația acestor gresii conține foarte rare exemplare ale formei *attenuata* Sowerby. Exemplare cu vîrf mai mult sau mai puțin obtuz, de tipul celor descrise de Stolley ca var. *oblonga* și var. *obtusa*, sau mai groase ca var. *pinguis* Stolley, nu sînt reprezentate în aceste depozite. Marnele cu *Inoceramus concentricus*, situate deasupra gresiilor glauconitice, conțin exemplare gracile, fusiforme, de *N. minimus*, avînd în majoritate sub 30 mm lungime.

Cymatoceras neckerianus (Pictet), 1853

(pl. III, fig. 21)

Referinţă tip : *Nautilus neckerianus* Pictet, 1853, în Pictet et Roux, Fossiles des grès verts des environs de Genève, 1847—1853, p. 16, pl. 1, fig. 2 a, b, c, d.

Un exemplar avînd o secţiune a turei mult mai înaltă decît largă, cu contur oval prin compresiune şi suprafaţa ornată cu coaste falciforme late, mai proeminente pe partea ventrală, bifurcate în jumătatea externă a flancurilor unde coastele secundare sînt în număr de 63, este perfect conform cu exemplarul tip figurat de P i c t e t (în Pictet et Roux, fig. 2, *b*). Această specie a fost considerată mai întîi de P i c t e t ca fiind caracteristică pentru albian (în Pictet et Roux, p. 17), dar apoi autorul revine (în aceeaşi lucrare, p. 547), precizînd că ea se găseşte în gresiile apţianului superior.

Cymatoceras neckerianus (Pictet), 1858

(fig. 2)

Referinţă tip : *Nautilus neckerianus* Pictet, 1858, Matériaux Pal. Suisse (2), Terrain crétacé de Sainte Croix, II. Mollusques, p. 132, pl. 16, fig. 1 a, b, 2, 3.

Exemplarele figurate de P i c t e t în 1858, sub numele de *Nautilus neckerianus*, se disting evident de tipul acestei specii figurat în 1853 (Fossiles des environs de Genève, pl. 1, fig. 2 a şi b) de acelaşi autor. Secţiunea turei este mai groasă, septele sînt mai depărtate, coastele sînt mai puternic inflectate înapoi pe partea ventrală. Este probabil că aceste exemplare reprezintă o varietate de *Cymatoceras neckerianus* (Pictet), 1853, dacă nu o specie nouă. Un exemplar foarte fragmentar, provenind din gresiile glauconitice de la Giurgiu, se apropie mult de unul din cele figurate de P i c t e t în 1858 (Terrain crétacé de Sainte Croix, pl. 16, fig. 2), prin secţiunea relativ largă a turului şi septele mai depărtate de cît la *Cymatoceras neckerianus* (Pictet), 1853.

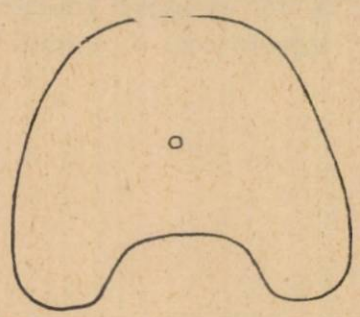


Fig. 2. — *Cymatoceras neckerianus* (Pictet), 1858; Secţiunea turului. Gresiile glauconitice de la baza depozitelor albiene.

Hoplites danubiensis n. sp.

(pl. III, fig. 23; pl. IV, fig. 25 şi 26)

Typus : pl. IV, fig. 25.
Derivatio nominis : de la Danubium.
Locus typicus : Giurgiu.
Stratum typicum : marnele cenuşii ale albianului mediu.

Dimensiunile tipului :	D =	142 mm	H/D =	0,35	G/D = ?	0,20	O/D = 0,36
Alte exemplare :		145		0,35			0,35
		66		0,35			0,37

Formă discoidală, de talie relativ mare, cu ombilic larg. Ultimul tur ornat cu 24—25 de coaste proverse, puternic proeminente în jurul ombilicului, bifurcîndu-se în treimea internă a flancurilor. O coastă simplă, nebifurcată, urmează după 1, 2, 3 coaste bifurcate. Pe partea externă coastele sînt puternic proiectate înainte și alterne, iar creasta lor este aplecată înapoi, astfel încît versantul lor anterior este mai larg decît cel posterior.

Această formă se distinge de *Hoplites dentatus* (Sowerby) prin coastele mai puțin numeroase, mai net alterne pe partea externă și prin ombilicul mai larg; de *H. pseudodeluci* Spath (= *Hoplites benettiae* in Bayle, non Sowerby) prin coastele mai puțin robuste și secțiunea mai puțin largă, a turelor; de *H. escragnollensis* Spath (= *Ammonites dentatus* in Quenstedt = *Hoplites dentatus* in Parona et Bonarelli, non Sowerby) prin șanțul ventral mai puțin adînc și coastele ombilicale mai puțin proeminente. O formă care se apropie foarte mult de *H. danubiensis* n. sp., este *Anahoplites praecox*. La această din urmă specie, partea ventrală este însă subtabulată, ușor sulcată, aproape rotunjită la adult, în timp ce la *H. danubiensis* extremitățile externe ale coastelor sînt puternic proeminente deasupra depresiunii mediane a părții ventrale și mai net alterne decît la un exemplar tipic de *A. praecox*, figurat de S p a t h (Ammonoidea of the Gault, 1925, fig. 35 f, în text, p. 132).

Anahoplites intermedius Spath

(pl. II, fig. 16 și 17; pl. III, fig. 22)

Referință tip: *Anahoplites intermedius* Spath, 1925, Ammonoidea of the Gault, part. III; Palaeontographical Society, vol. LXXVII, p. 133, pl. X, fig. 1 și 36 în text (fig. 36 a = holotip).

Unul din exemplarele figurate (pl. III, fig. 22) are aproape aceleași proporții ca tipul indicat de S p a t h (D = 40 mm, H/D = 0,41, O/D = = 0,26).

Coastele ombilicale sînt relativ dese și puternic proverse. Două sau trei coaste secundare corespund fiecărei coaste ombilicale. Pe exemplarele de la Giurgiu se constată variații destul de largi în ceea ce privește numărul coastelor ombilicale (16—22). Unele exemplare, cu coaste mai puțin numeroase și mai robuste, se apropie de *A. praecox* Spath, altele, cu coaste relativ numeroase și fine, prezintă o oarecare asemănare cu *Dimorphohoplites pinax* Spath.

Anahoplites planus fittoni (d'Archiac)

(pl. V, fig. 28)

Referință tip: *Ammonites fittoni* d'Archiac, în A. d'Orbigny, 1841, Paléontologie Française, Terr. Crét. (1), pl. LXIV, fig. 1, 2.

L. F. S p a t h, care face o amplă descriere a speciei *Anahoplites planus* (Mantell) (Ammonoidea of the Gault, 1925, p. III, p. 137), distinge mai multe forme de variație extremă în cadrul varietăților separate, ca

f. *sulcata*, cu partea ventrală deprimată, și f. *fittoni*, cu ombilic mai larg prin creșterea excentrică a turelor externe. Este de remarcat însă că specimenul tip de *Ammonites fittoni* Archiac, reprodus de A. d'Orbigny, este caracterizat nu numai prin ombilicul său relativ larg, ci și prin flancurile plate ca la var. *compressa* Spath, coaste ombilicale atenuate și marginile părții ventrale fin zimțate, ca la var. *gracilis* Spath.

Toate exemplarele de *Anahoplites planus*, provenind din albianul de la Giurgiu, au un ombilic relativ larg și cu atît mai larg cu cît exemplarul este de talie mai mare. Ele pot fi deci încadrate în f. *fittoni* în sensul lui Spath. Pe de altă parte însă, în lotul exemplarelor examinate se disting două categorii, diferind prin caracterele lor ornamentale. O primă categorie cuprinde exemplare cu flancuri plate, cu coaste ombilicale atenuate și mai numeroase (pînă la 25), cu marginile părții ventrale fin zimțate. Cea de-a doua categorie cuprinde exemplare, prezentînd caracterele distinctive indicate de Spath pentru var. *discoidea*.

Conform cu nomenclatura, nu tocmai corectă, utilizată de Spath, exemplarele din prima categorie ar trebui desemnate ca *Anahoplites planus* (Mantell) var. *gracilis* Spath f. *fittoni* (d'Archiac). Cum numele dat de d'Archiac are însă prioritatea pentru o unitate taxonomică imediat inferioară speciei figurate de Mantell, este preferabil ca aceste exemplare să fie desemnate ca *Anahoplites planus fittoni* (d'Archiac). La cel mai mare din exemplarele de *A. fittoni*, recoltate la Giurgiu, diametrul este de 155 mm, H/D = 0,40, O/D = 0,28. La exemplarele de talie ceva mai mică (D = 81 — 92 mm) proporțiile sînt sensibil aceleași, ombilicul fiind foarte larg (O/D = 0,26 — 0,27) comparativ cu neotipul speciei *A. planus*, indicat de Spath (O/D = 0,16). Raportul G/D este în jur de 0,20 la un exemplar de 92 mm, adică sub valoarea indicată pentru toate varietățile descrise de Spath (0,24—0,28), dar apropiat de raportul G/D al exemplarului tip de *Ammonites fittoni* d'Archiac. Este probabil că toate exemplarele examinate sînt puțin deformate prin compresiunea flancurilor.

Anahoplites planus discoideus Spath

(pl. IV, fig. 27; pl. V, fig. 29)

Referință tip: *Anahoplites planus* var. *discoidea* Spath, 1925, Ammonoidea of the Gault, part. III; Palaeontographical Society, vol. LXXVII, p. 137, pl. XIII, fig. 2a, b; pl. XIV, fig. 4a, b; Ammonoidea of the Gault, 1927, pl. XVII, fig. 9.

Exemplarele care reprezintă această subspecie în albianul de la Giurgiu se disting de *Anahoplites planus fittoni* (d'Archiac) mai ales prin coastele ombilicale mai proeminente și în număr mai redus (17—20). La exemplarele de talie mare, al căror diametru măsoară mai mult de 100 mm flancurile sînt convexe, iar ombilicul este mai adînc și cu perete mai mult sau mai puțin abrupt. Marginile părții ventrale sînt net carenate pe turele interne, la început fin zimțate, apoi mai grosolan, iar pe ultima tură a exemplarelor de talie mare sînt mai puțin net carenate și tind să devină

netede. Un caracter care se observă frecvent este prezența unor coaste atenuate, cîte 2 sau 3 pentru fiecare coastă ombilicală, uneori numai pe turele mijlocii sau numai pe ultima tură a exemplarelor de talie mai mare. La un exemplar de 145 mm diametru, coastele, vizibile numai pe ultima tură sînt net falciforme pe treimea externă a flancurilor și se prelungesc puțin și pe partea ventrală care este ușor convexă și subcarenată. Proporțiile sînt sensibil aceleași ca la exemplarele de *A. planus fittoni* de la Giurgiu, și anume :

D	H/D	G/D	O/D
145 mm	0,44	?	0,27
109 „	0,41	?	0,28
92,5 „	0,40	? 0,21	0,27
76,5 „	0,40	? 0,20	0,26
66,5 „	0,41	?	0,24

Puzosia quenstedti (Parona et Bonarelli)

(pl. III, fig. 24 ; fig. 3)

Referință tip : *Desmoceras quenstedti* Parona et Bonarelli, 1896, Fossili albiani d'Escragnolles, del Nizzardo et della Liguria occidentale, Palaeontographia Italica, vol. II, p. 81, pl. XI (II) fig. 3 a, b.

Această specie este reprezentată în materialul studiat printr-un exemplar de talie mică (D = 44 mm), a cărei ultimă tură, puțin mai înaltă decît lată (H/D = 0,36, G/D = 0,33), are flancurile aproape plate. Acestea se racordează gradat cu partea ventrală, care este larg rotunjită. Pe suprafața turei se disting șase constricții puțin profunde, formînd un unghi rotunjit pe flancuri și un unghi larg, obtuz-rotunjit, pe partea ventrală. Ombilic relativ larg (O/D = 0,34) și cu perete aproape abrupt, dar cu marginea rotunjită. Coastele sînt rotunjite, în număr de 14—18 între două constricții, bine desenate pe partea ventrală ; se atenuează pînă la dispariție pe mijlocul flancurilor. Parona și Bonarelli menționează în descriere prezența a 5 șanțuri pe tură, dar pe specimenul tip figurat se observă 7 constricții.

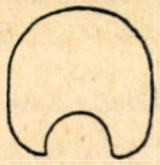


Fig. 3.— *Puzosia quenstedti* (Parona et Bonarelli) ; secțiunea turului. Marne cu *Anahoplites planus* (Mantell).

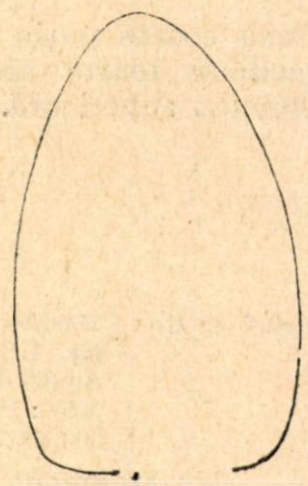


Fig. 4. — *Puzosia* sp. ; secțiunea turului puțin deformată prin compresiune. Nivelul superior al marnelor cu *Anahoplites planus* (Mantell).

Puzosia sp.

(pl. VI, fig. 31 : fig. 4)

Un exemplar de dimensiuni foarte mari (D = 485 mm), prezintă ture mult mai înalte decît largi (H/D = 0,40, G/D = 0,24) cu flancuri convexe și convergente spre partea ventrală, care este relativ îngustă. Ombilicul, de lărgime medie (O/D = 0,33), are un perete abrupt. Ultima tură este septată pe două treimi. Constricțiile nu sînt vizibile, iar coastele

nu se observă decît pe partea ventrală a ultimei ture. Acest exemplar reprezintă poate o formă gigantică de *Puzosia quenstedti* var. *bonarelli* Breistroffer, dacă nu chiar o specie nouă.

Pseudohelicoceras aff. subcatenatum Spath

(fig. 5)

Referinţă tip : *Pseudohelicoceras subcatenatum* L., F. Spath, 1938, The Gault Ammonites, part. XIII ; Palaeontographical Society, vol XCII, p. 537, pl. LVIII, fig. 22—26, fig. 188 g în text (fig. 22 = holotip).

Un fragment de spiră prevăzut cu două rînduri de tuberculi şi cu coaste oblice este mai conform cu figuraţia acestei specii în Spath decît cu *Pseudohelicoceras subcatenatum* (d'Orbigny), de care se distinge prin ornamentaţie mai neregulată. Cele două rînduri de tuberculi sînt mai depărtate decît la această din urmă specie. Din fiecare tubercul superior se desprind două, mai rar trei coaste în treimea superioară a turei. Între coastele dependente de tuberculi există şi coaste libere, astfel încă fiecărui tubercul superior îi corespund aproximativ trei coaste, în timp ce la *P. catenatum* îi corespund numai două coaste. Între doi tuberculi suprapuşi se disting una sau două coaste puţin proeminente şi la care se adaugă cîteva coaste intermediare foarte atenuate, situate în prelungirea coastelor libere din treimea superioară.

Fig. 5. — *Pseudohelicoceras* aff. *subcatenatum* Spath. *Marne cu Anahoplites planus* (Mantell).

Hamites maximus Sowerby

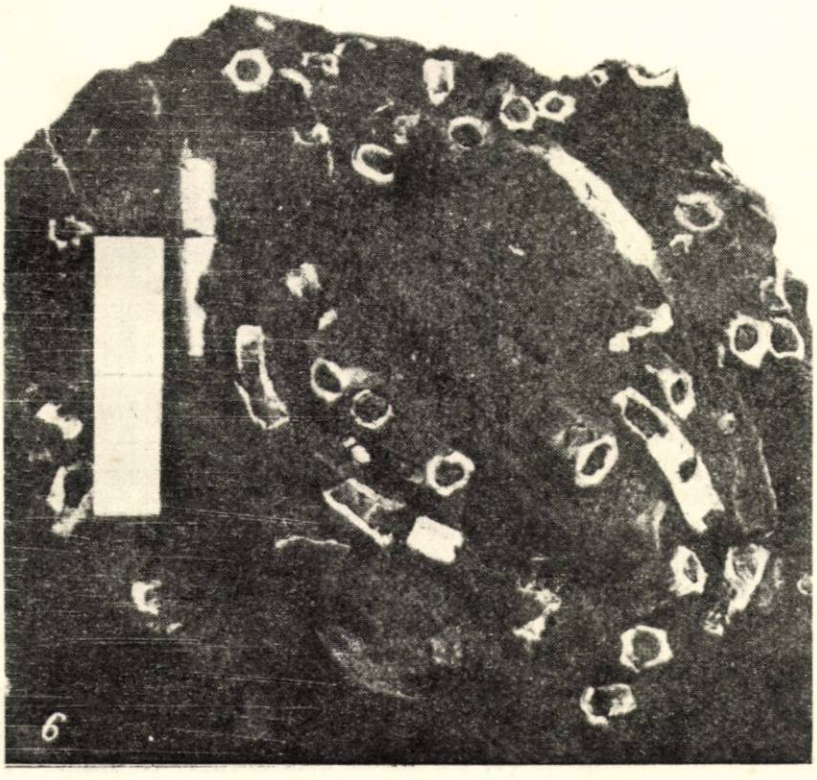
(pl. V, fig. 30)

Referinţă tip : *Hamites maximus* Sowerby, 1814, Mineral Conch. vol. 1, p. 138, pl. LXII, fig. 1.
Amplă descriere şi figuraţie în L. F. Spath, 1941, The Gault Ammonites, part XIV ; Palaeontographical Society, vol. XCV, p. 621, pl. LXVII, fig. 15—16, 20 ; pl. LXIX, fig. 1—9 ; pl. LXX, fig. 1, 18.

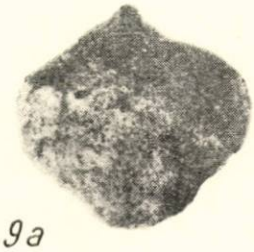
Un fragment din porţiunea descendentă a crosei, aparţinînd unui individ de talie foarte mare, este caracterizat printr-o secţiune subcirculară (ovală prin compresiune) coaste transversale puternic reliefate, cu creasta rotunjită, uşor oblice spre apertură şi atenuate în partea dorsală (internă).

PLANŞA I

Fig. 6. — *Serpula* aff. *arcuata* Münster. Gresii glauconitice, Giurgiu. Fig. 7. — *Rhynchonella tripartita* Pictet (× 2) ; *a*, văzut dorsal ; *b*, văzut frontal ; *c*, văzut lateral. Gresii glauconitice, Giurgiu. Fig. 8. — *Rhynchonella* sp. (× 2) ; *a*, văzut dorsal ; *b*, văzut frontal ; *c*, văzut lateral. Gresii glauconitice, Giurgiu. Fig. 9. — *Rhynchonella* n. sp. (× 2) ; *a*, văzut dorsal ; *b*, văzut frontal. Gresii glauconitice, Giurgiu.



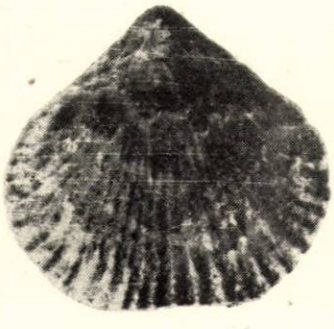
6



9a

(x2)

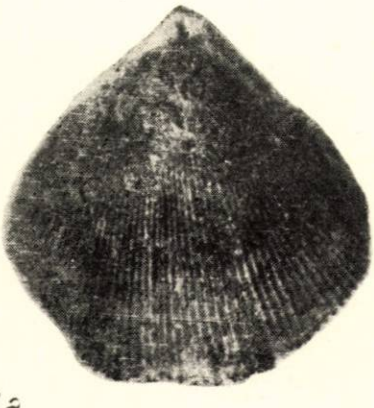
9b



8a

8b

8c



7a

7b

(x2)

7c

PLANȘA II

Fig. 10. — *Terebratula dutempleana* d'Orbigny (× 2). Marne glauconitice, Giurgiu.

Fig. 11. — *Ostrea papyracea* Sinzov (× 2). Gresii glauconitice, Giurgiu.

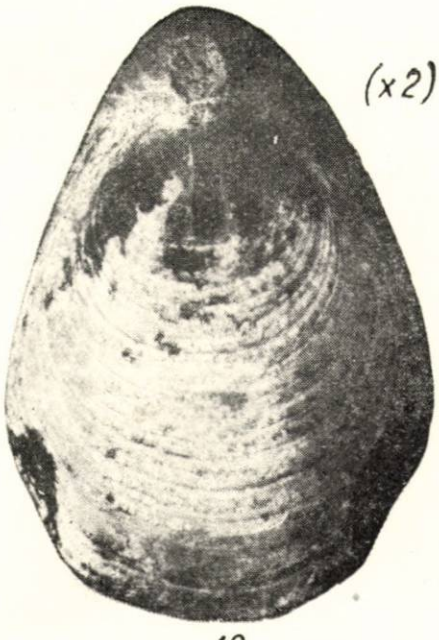
Fig. 12. — *Plicatula inflata* Sowerby (× 2). Gresii glauconitice, Giurgiu.

Fig. 13 și 14. — *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux (× 2). Gresii glauconitice, Giurgiu.

Fig. 15. — *Inoceramus concentricus* Parkinson (× 1). Marne cu *Anahoplites planus*, Giurgiu.

Fig. 16. — *Anahoplites intermedius* Spath (× 1). Formă cu coaste fine; marne cenușii deschis, Giurgiu.

Fig. 17. — *Anahoplites intermedius* Spath (× 1). Formă cu coaste robuste, tranziţională spre *A. praecox* Spath; marne cenușii deschis, Giurgiu.

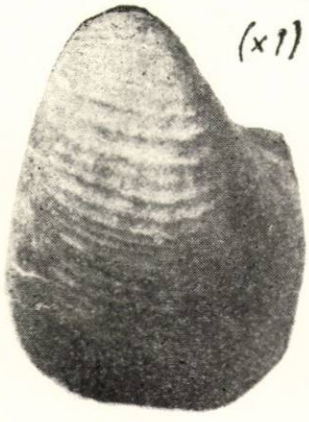


(x 2)

10

(x 2)

11



(x 1)

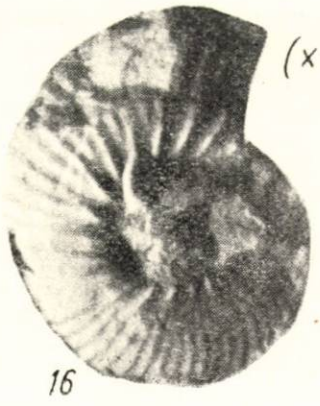
15

(x 2)

12

(x 2)

13

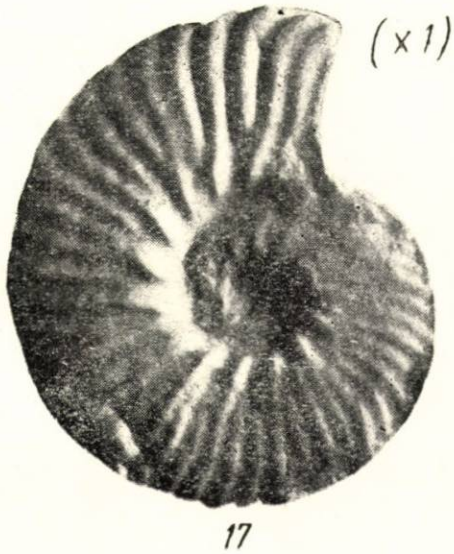


(x 1)

16

x 2

14



(x 1)

17

PLANŞA III

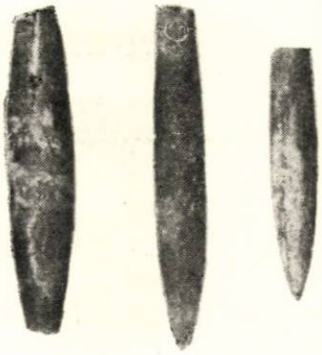
Fig. 18, 19 şi 20. — *Neohibolites minimus* (Lister) (× 1). Figura 18 reprezintă f. *attenuata* Sowerby ; gresii glauconitice, Giurgiu.

Fig. 21. — *Cymatoceras neckerianus* (Pictet), 1853. Marne cenuşii deschis, Giurgiu.

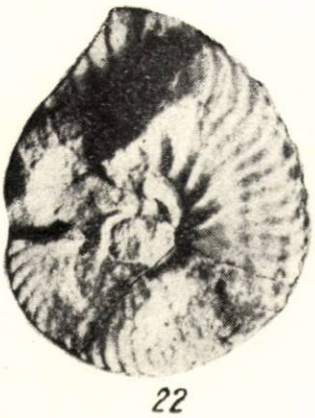
Fig. 22. — *Anahoplites intermedius* Spath (× 1). Forma tipică ; marne cenuşii deschis, Giurgiu.

Fig. 23. — *Hoplites danubiensis* n. sp. (× 1). Marne cenuşii deschis, Giurgiu.

Fig. 24. — *Puzosia quenstedti* (Parona et Bonarelli) (× 1). Marne cenuşii deschis, Giurgiu.

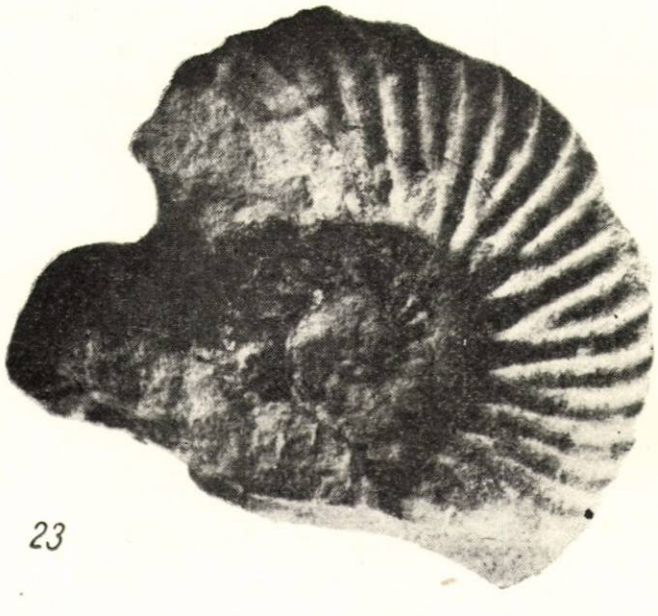


18 19 20



22

21



23

24

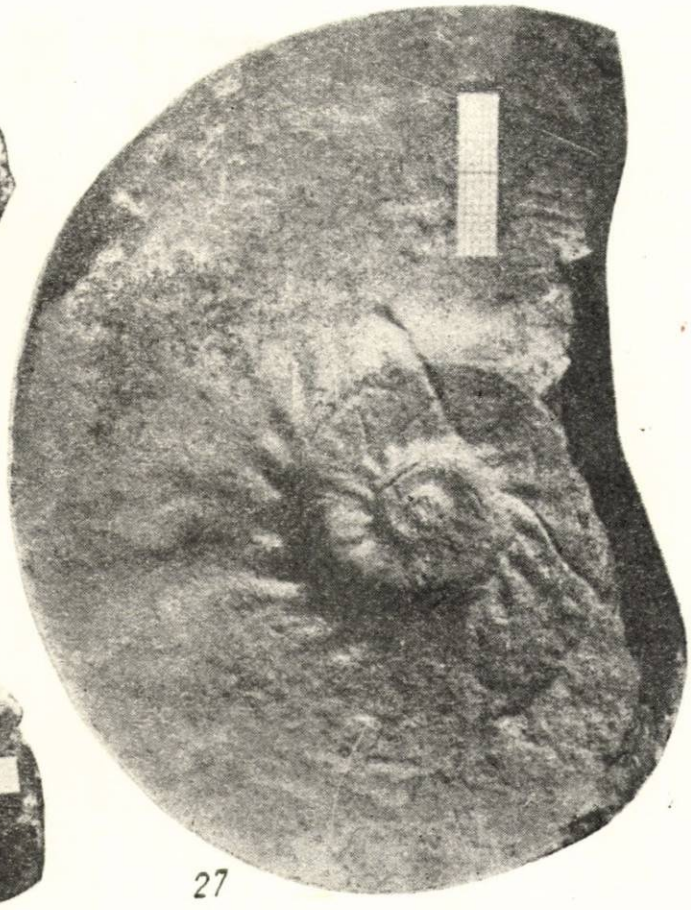
PLANŞA IV

Fig. 25. — *Hoplites danubiensis* n. sp. (holotipul); *a*, văzut lateral; *b*, văzut ventral. Marne cenuşii deschis, Giurgiu.

Fig. 26. — *Hoplites danubiensis* n. sp. Marne cenuşii deschis, Giurgiu.

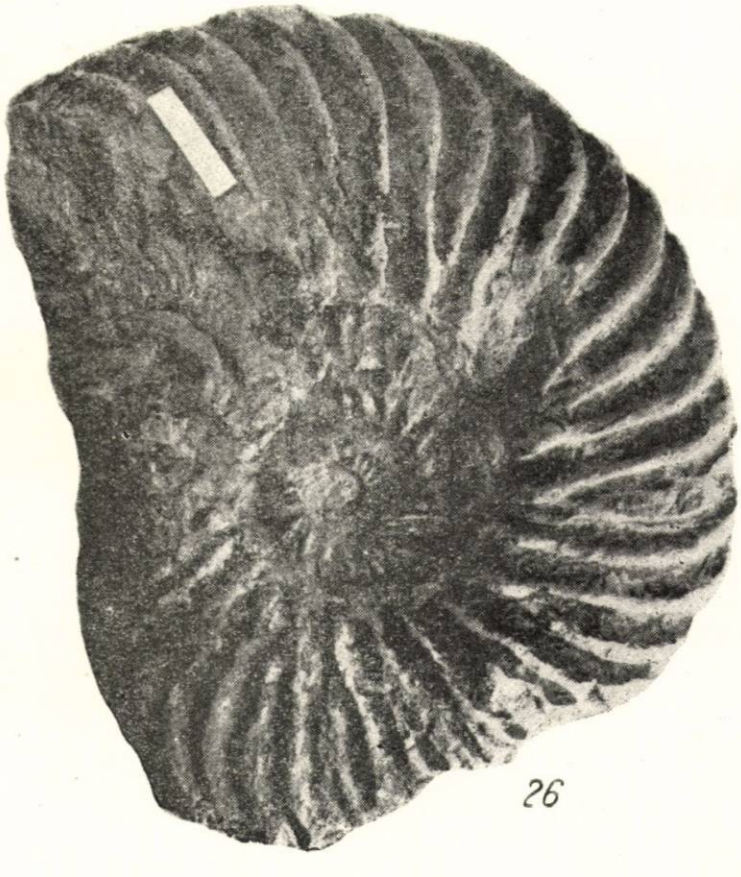
Fig. 27. — *Anahoplites planus discoideus* Spath. Marne cenuşii deschis, Giurgiu.

25 a



27

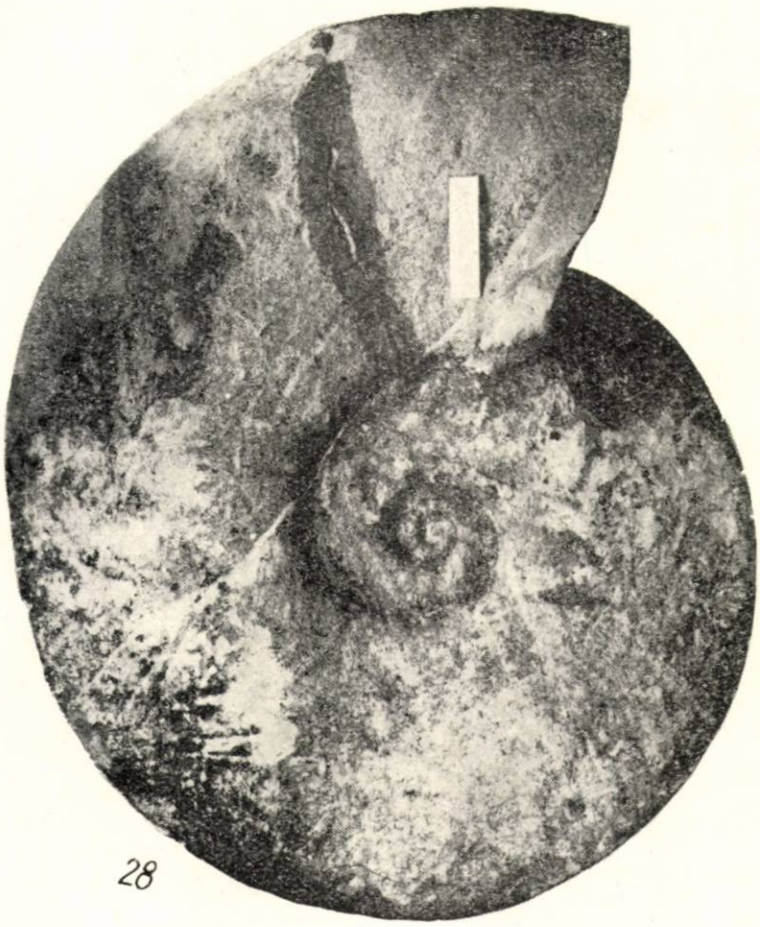
25 b



26

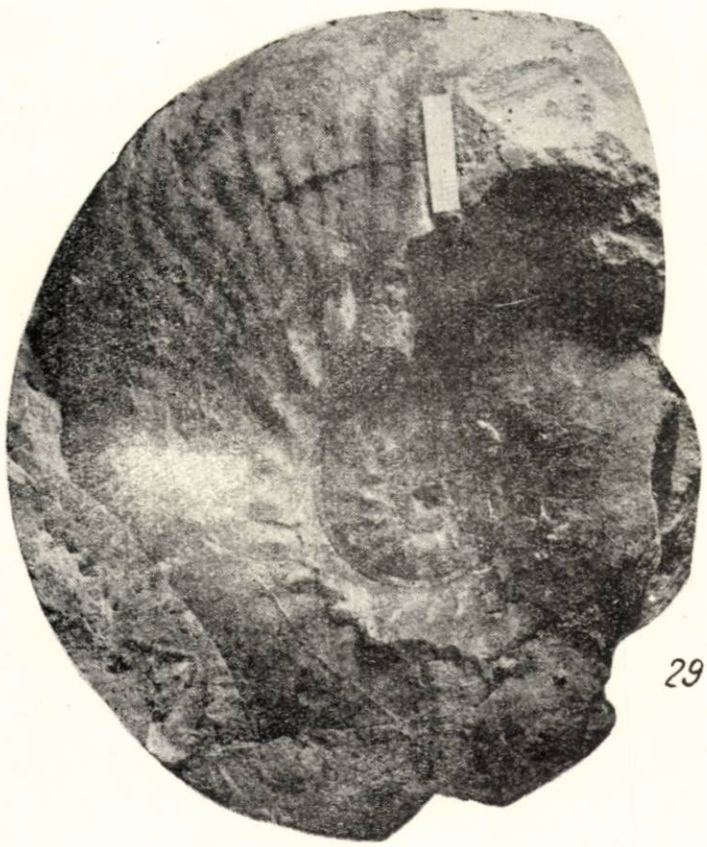
PLANŞA V

Fig. 28. — *Anahoplites planus fittoni* (d'Archiac). Marne cenuşii deschis. Giurgiu.
Fig. 29. — *Anahoplites* aff. *planus discoideus* Spath. Marne cenuşii deschis. Giurgiu.
Fig. 30. — *Hamites maximus* Sowerby. Marne cenuşii deschis, Giurgiu.



28

30



29

PLANȘA VI

Fig. 31. — *Puzosia* sp. (× 0,37). Marne cenușii, Giurgiu.

31

К ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ АЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ДЖУРДЖИУ (ДУНАЙСКАЯ ДОЛИНА)

РЕЗЮМЕ

Во время земляных работ на строительстве моста через Дунай, между Джурджиу и Руссе, в альбских зеленых глауконитовых сланцах и светлосерых мергелях была обнаружена богатая фауна альба. В основании альбских отложений залегают глауконитовые песчаники, содержащие богатую фауну плеченогих, пластинчатожаберных, Neohibolites minimus (Lister) и отдельные экземпляры Cymatoceras и Douvilleiceras.

Упомянутые песчаники представляют собой, по-видимому, верхи нижнего альба и низы среднего альба (зона Hoplites dentatus). Серые мергели, залегающие наверху, изобилуют экземплярами Inoceramus concentricus Parkinson и многочисленными аммонитами, представленными видами: Hoplites, Anahoplites, Puzosia, Hamites.

Эти мергели представляющие среднюю часть разреза среднего альба (зона Anahoplites intermedius), по-видимому, являются и его верхами (зона Dipoloceras cornutum и D. cristatum).

В районе Джурджиу альб представлен в основном мергелистой фацией. Эта же фация широко развита в мезозойском фундаменте Румынской низменности. Серые мергели с Inocerami, напоминающие мергели, развитые в районе Джурджиу, встречаются также среди флишевых отложений (верхний альб) долины р. Яломицы (Фиень), на южной окраине Восточных Карпат.

В фауне серых мергелей среднего альба в районе Джурджиу был обнаружен экземпляр нового вида Hoplites: Hoplites danubiensis sp. n. D. Patrulios, отличающийся очень широким пупком (0,35—0,37), сильными чередующимися ребрами, в большинстве случаев раздвоенными и сильно выступающими вперед в вентральной части, пережим которой менее глубокий, чем у Hoplites escragnollensis *Spath*. Своей хорошо выраженной скульптурой и очень широким пупком этот вид приближается к Anahoplites praecox spath, но явно отличается от последнего наличием вентрального пережима, края которого приподняты и переходят на выступы рёбер с внешней их стороны.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Rhynchonelle sp. n. Глауконитовые песчаники из основания альбских отложений.

Рис. 2. — Cymatoceras neckerianus (Pictet) 1858. Сечение оборота. Глауконитовые песчаники из основания альбских отложений.

Рис. 3. — Puzosia quenstedti (Parona et Bonarelli). Сечение оборота Мергели, содержащее Anahoplites planus (Mantell).

Рис. 4. — Puzosia sp., Сечение оборота слегка сдавленное. Верхний горизонт мергелей, содержащих Anahoplites planus (Mantell).

Рис. 5. — Pseudohelicoceras aff. subcatenatum Spath. Мергели с Anahoplites planus (Mantell).

Таблица I

Рис. 6. — Serpula aff. arcuate Münster. Глауконитовые песчаники, Джурджиу.
Рис. 7. — Rhynchonella tripartita Pictet (× 2). *a* — вид с дорсальной стороны; *b* — вид спереди; *c* — вид сбоку. Глауконитовые песчаники Джурджиу.
Рис. 8. — Rhynchonella sp. (× 2) *a* — вид с дорсальной стороны; *b* — вид спереди; *c* — вид сбоку. Глауконитовые песчаники, Джурджиу.
Рис. 9. — Rhynchonella sp. n. (× 2). Глауконитвоые песчаники, Джурджиу.

Таблица II

Рис. 10. — Terebratula dutempleana d'Orbigny (× 2). Глауконитовые мергели, Джурджиу.
Рис. 11. — Ostrea papyracea Sinzov (× 2). Глауконитовые песчаники, Джурджиу.
Рис. 12. — Plicatula inflata Sowerby (× 2). Глауконитовые песчаниики, Джурджиу.
Рис. 13 и 14. — Plicatula gurgitis Pictet et Roux (× 2). Глауконитовые песчаники, Джурджиу.
Рис. 15. — Inoceramus concentricus Parskinson (× 2). Мергели с Anahoplires planus, Джурджиу.
Рис. 16. — Anahoplites intermedius Spath: (× 1). Форма с тонкими ребрами; светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 17. — Anahoplites intermedius Spath (× 1). Форма с толстыми ребрами, переходная к A. praecox Spath; светлосерые мергели, Джурджиу.

Таблица III

Рис. 18, 19, и 20. — Neohibolites minimus (Lister) (× 1). На рис. 18 изображена форма attenuata Sowerby. Глауконитовые песчаники, Джурджиу.
Рис. 21. — Cymatoceras neckerianus (Pictet), 1853. Светлосерые мергели Джурджиу.
Рис. 22. — Anahoplites intermedius Spath (x 1). Типичная форма, светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 23. — Hoplites danubiensis sp. n. (× 1) Светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 24. — Puzosia quenstedti (Parona et Bonarelli) (x 1). Светлосерые мергели, Джурджиу.

Таблица IV

Рис. 25. — Hoplites danubiensis sp. n. (голотип). *a* — вид сбоку; *b* — вид с вентральной стороны. Светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 26. — Hoplites danubiensis sp. n. Светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 27. — Anahoplites planus discoideus Spath. Светлосерые мергели, Джурджиу.

Таблица V

Рис. 28. — Anahoplites planus fittoni (d'Archiac). Светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 29. — Anahoplites aff. planus discoideus Spath. Светлосерые мергели, Джурджиу.
Рис. 30. — Hamites maximus Sowerby. Светлосерые мергели, Джурджиу.

Таблица VI

Рис. 31. — Puzosia sp. (× 0,37). Серые мергели, Джурджиу.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE DES DÉPÔTS ALBIENS DE GIURGIU (VALLÉE DU DANUBE)

RÉSUMÉ

Les excavations faites à Giurgiu, pour la construction du pont sur le Danube entre Giurgiu et Roussé, ont mis au jour une riche faune albienne, contenue dans des grès verts à glauconie et des marnes gris clair. Les grès à glauconie constituent la base des dépôts albiens et contiennent des Brachyopodes, des Lamellibranches, *Neohibolites minimus* (Lister) en abondance et des exemplaires fragmentaires de *Cymatoceras* et de *Douvilleiceras*. Ces grès représentent très probablement le sommet de l'Albien inférieur et la base de l'Albien moyen (zone à *Hoplites dentatus*). Les marnes grises qui les surmontent, contiennent *Inoceramus concentricus* Parkinson en abondance et de nombreuses Ammonites, notamment des espèces de *Hoplites*, *Anahoplites*, *Puzosia* et *Hamites* Ces marnes représentent la partie moyenne de l'Albien moyen (zone à *Anahoplites intermedius*) et, probablement, aussi sa partie supérieure (zones à *Dipoloceras cornutum* et *D. cristatum*).

Dans l'ensemble, l'Albien de Giurgiu revêt un faciès surtout marneux et ce même faciès est largement répandu dans le soubassement mésozoïque de la plaine roumaine. Des marnes grises à Inocérames, très ressemblantes à celles de Giurgiu, se trouvent aussi intercalées dans le Flysch albien (Albien supérieur) de la vallée de la Ialomița (Fieni), à l'extrémité sud des Carpates orientales.

La faune des marnes grises, qui représentent l'Albien moyen dans la région de Giurgiu, comprend une nouvelle espèce de *Hoplites* : *Hoplites danubiensis* n. sp., caractérisée par un ombilic très large (0,35—0,37), des côtes robustes, pour la plupart, bifurquées, fortement projetées en avant, alternes et saillantes sur la partie ventrale, dont le sillon est moins profond que chez *Hoplites escragnollensis* Spath. Par son ornementation robuste et la largeur de son ombilic, cette espèce se rapproche beaucoup d'*Anahoplites praecox* Spath, mais la présence d'un sillon ventral, dont les bords sont relevés par la saillie des côtes à leur extrémité externe, rend la distinction aisée.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — *Rhynchonella* n.sp. Grès à glauconie à la base des dépôts albiens.

Fig. 2. — *Cymatoceras neckerianus* (Pictet), 1858 ; section du tour. Grès à glauconie à la base des dépôts albienes.

Fig. 3. — *Puzosia quenstedti* (Parona et Bonarelli) ; section du tour. Marnes *Anahoplites planus* (Mantell).

Fig. 4. — *Puzosia* sp. ; section du tour légèrement déformée par compression. Niveau supérieur des marnes à *Anahoplites planus* (Mantell).

Fig. 5. — *Pseudohelicoceras* aff. *subcatenatum* Spath. Marnes à *Anahoplites planus* (Mantell).

Planche I

Fig. 6. — *Serpula* aff. *arcuata* Münster. Grès à glauconie, Giurgiu.

Fig. 7. — *Rhynchonella tripartita* Pictet (2×), *a*, vue dorsale ; *b*, vue frontale ; *c*, vue latérale. Grès à glauconie. Giurgiu.

Fig. 8. — *Rhynchonella* sp. (2×), *a*, vue dorsale ; *b*, vue frontale ; *c*, vue latérale. Grès à glauconie, Giurgiu.

Fig. 9. — *Rhynchonella* n. sp. (2×), *a*, vue dorsale ; *b*, vue frontale. Grès à glauconie, Giurgiu.

Planche II

Fig. 10. — *Terebratula dutempleana* d'Orbigny (2×). Marnes à glauconie, Giurgiu.

Fig. 11. — *Ostrea papyracea* Sinzov (2×). Grès à glauconie, Giurgiu.

Fig. 12. — *Plicatula inflata* Sowerby (2×). Grès à glauconie, Giurgiu.

Fig. 13 et 14. — *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux (2×). Grès à glauconie, Giurgiu.

Fig. 15. — *Inoceramus concentricus* Parkinson (2×). Marnes à *Anahoplites planus*, Giurgiu.

Fig. 16. — *Anahoplites intermedius* Spath (1×) ; forme à côtes fines. Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 17. — *Anahoplites intermedius* Spath (1×) ; forme à côtes robustes, de passage à *A. praecox* Spath. Marnes gris clair, Giurgiu.

Planche III

Fig. 18, 19 et 20. — *Neohibolites minimus* (Lister) (1×). La figure 18 représente la forme *attenuata* Sowerby. Grès à glauconie, Giurgiu.

Fig. 21. — *Cymatoceras neckerianus* (Pictet) 1853. Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 22. — *Anahoplites intermedius* Spath (1×) ; spécimen typique. Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 23. — *Hoplites danubiensis* n. sp. (1×). Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 24. — *Puzosia quenstedti* (Parona et Bonarelli) (1×). Marnes gris clair, Giurgiu.

Planche IV

Fig. 25. — *Hoplites danubiensis* n. sp. (holotype), *a*, vue latérale, *b*, vue ventrale. Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 26. — *Hoplites danubiensis* n.sp. Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 27. — *Anahoplites planus discoideus* Spath. Marnes gris clair, Giurgiu.

Planche V

Fig. 28. — *Anahoplites planus fittoni* (d'Archiac). Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 29. — *Anahoplites* aff. *planus discoideus* Spath. Marnes gris clair, Giurgiu.

Fig. 30. — *Hamites maximus* Sowerby. Marnes gris clair, Giurgiu.

Planche VI

Fig. 31. — *Puzosia* sp. (0,37×). Marnes gris clair, Giurgiu.

BIBLIOGRAFIE

1. Breistroffer M., *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre.* Travaux Lab. Géol. Univ. Grenoble, 1947, t XXVI, p. 17.
2. Dimitrova N., *Sur la présence des couches albiennes aux environs de Roussé (Bulgarie du Nord-Est).* Ann. de la direction générale des recherches géologiques et minières, 1952, seria A, vol. 5, p. 199.
3. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Tesila.* Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, vol. XVI, p. 298.
4. Spath L., *A Monograph of the Ammonoidea of the Gault Palaeontographical Society.* Londra, 1923—1943.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL HIPPURIȚILOR SENONIENI DIN REGIUNEA HĂȘDATE—STOLNA
(BAZINUL IAREI — MUNȚII APUSENI)

DE

VICTOR MOISESCU

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA *în ședința din 19 mai 1959*

A. DATE DE ORDIN STRATIGRAFIC

Regiunea de unde provine fauna de hippuriți, care face obiectul lucrării de față, se găsește situată pe marginea estică a Masivului cristalin al Gilăului, între pîrîul Stolna la nord și pîrîul Hășdate la sud (fig. 1).

Această regiune cuprinde numai un segment redus din banda lungă de depozite neocretacice care se întinde pe marginea estică a Gilăului începînd din bazinul Someșului Mic spre sud, trecînd peste valea Iara pînă la Sălciua și de aici spre est urmărind marginea sudică a Gilăului în lungul văii Arieșului. Asupra geologiei acestei regiuni există puține date publicate. Prima mențiune cu privire la neocretacicul din regiunea Hășdate, se datorește lui A. Koch (7) și datează din anul 1886. Acest autor citează existența mai multor puncte fosilifere. Dintr-un banc de calcar cu hippuriți, de grosime pînă la 10 m, identifică formele : *Hippurites cornuvaccinum* Bronn, *Hippurites sulcatus* Defrance, *Hippurites organisans* Montfort.

A. Koch nu precizează vîrsta calcarului menționat. Cercetări mult mai recente în aceeași regiune au fost întreprinse de Em. Saulea[1]), care și-a extins observațiile atît asupra paleogenului din bazinul Iara, cît și asupra cretacicului superior. Hippuriții recoltați cu acest prilej au fost remiși spre studiu lui D. Patrulius, care a identificat speciile : *Hippurites sulcatus* Defrance și *Hippurites inaequicostatus* Münster, atri-

[1]) Em. Saulea, *Contribuții asupra neozoicului din bazinul Iara*. Comunicare ținută în Sesiunea științifică a Universității „C. I. Parhon", București, 1956.

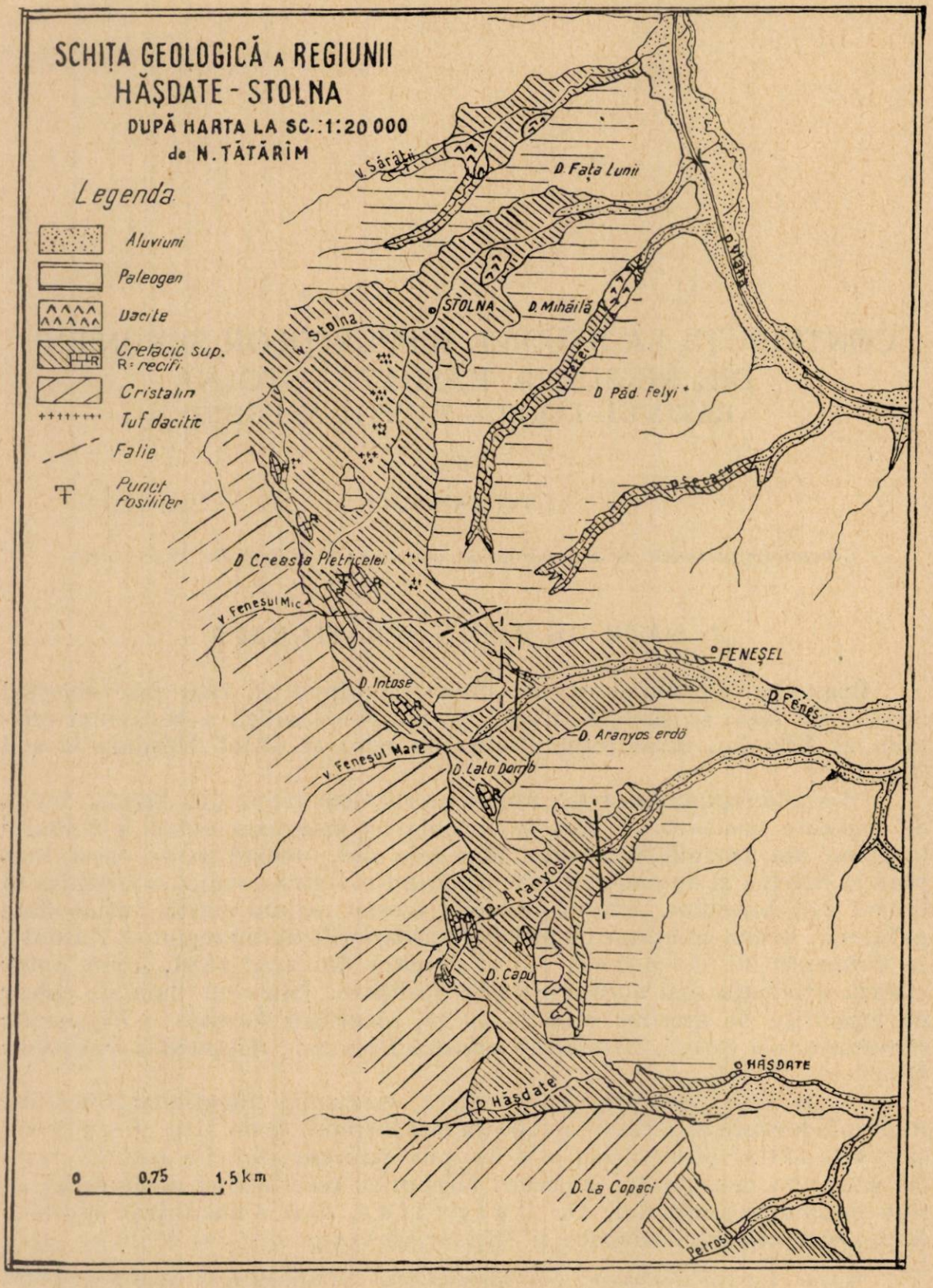

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIUNII
HĂȘDATE - STOLNA
DUPĂ HARTA LA SC.: 1:20 000
de N. TĂTĂRÎM
Legenda
Aluviuni
Paleogen
Dacite
Cretacic sup.
R = recifi
Cristalin
Tuf dacitic
Falie
Punct fosilifer
v. Sărăți
D. Fața Lunii
v. Stolna
STOLNA
D. Mihăilă
D. Pădurea Felyi
D. Creasta Pietricelei
v. Fenesul Mic
FENEȘEL
D. Intose
D. Fenes
D. Aranyos erdö
v. Fenesul Mare
D. Lato Domb
D. Aranyos
D. Capu
HĂȘDATE
D. Hășdate
D. La Copaci
Petroș
0 0,75 1,5 km

Fig. 1

buind astfel calcarelor cu hippuriți din această regiune o vîrstă santoniană superioară.

Un studiu mai amplu asupra bazinului Iara a fost făcut ulterior de N. Tătărîm[1]), care a recoltat și o faună de hippuriți din depozitele neocretacice situate pe rama vestică a bazinului, din punctul denumit Dealul Creasta Pietricelei, faună care ne-a fost remisă spre studiu și care face obiectul acestei lucrări.

Cu stratigrafia neocretacicului din partea de nord a Munților Apuseni, s-au ocupat relativ numeroși geologi. Punctele de vedere exprimate cu privire la vîrsta depozitelor bazale din acest teritoriu sînt însă diferite. Astfel M. Pálfy (16) susține că partea inferioară a depozitelor neocretacice de facies Gosau aparține turonianului. Acest punct de vedere este exprimat mai tîrziu și de Gh. Macovei și I. Atanasiu (14), M. Ilie (6), C. V. Papiu (17), V. Todiriță[2]) și alții.

J. Lóczy junior (13), precum și geologi ca R. Givulescu (5), D. Patruliuș[3]), D. Lupu și M. Lupu[4]), care au întreprins mai recent studii în același teritoriu, admit că baza depozitelor neocretacice aparține fie coniacianului, fie santonianului. M. Pálfy (16), studiind depozitele cretacice din bazinul Arieșului, scoate în evidență faciesul special al acestor depozite pe care le compară cu depozitele de tip Gosau.

Din regiunea Vidra—Sohodol, autorul menționat (16) citează o faună cu *Limopsis calvus* Sowerby, *Hippurites* cf. *sulcatus* Defrance, *Inoceramus cripsi* Mantell și consideră formațiunile din această regiune ca aparținînd turonian-senonianului.

Din aceeași regiune, J. Lóczy junior (13) menționează o faună cu *Hippurites gosaviensis* Douvillé, *Plagioptychus aguilloni* d'Orbigny și *Hippurites sulcatus* Defrance. Acest autor este primul dintre geologi care presupune că sedimentarea cretacicului superior în partea de nord a Munților Apuseni începe cu santonian-campanianul.

R. Givulescu (5), în urma cercetărilor făcute în bazinul Borodului, citează o asociație relativ bogată de hippuriți cu ajutorul căreia precizează vîrsta depozitelor din această regiune. Din calcarele care apar în regiunea Valea Neagră, autorul mai sus menționat identifică speciile:

Hippurites (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance
„ „ *gosaviensis* Douvillé
„ „ *oppeli* Douvillé
„ (*Orbignya*) *lapeirousei* Goldfuss
„ „ aff. *carezi* Douvillé
Actaeonella gigantea Sowerby
Plagioptychus aguilloni d'Orbigny

[1]) N. Tătărîm, *Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj*. Dizertație susținută la Universitatea „C. I. Parhon", București, 1958.

[2]) V. Todiriță, *Contribuții geologice asupra regiunii Roșia din Munții Pădurea Craiului*. Comunicare ținută la Comitetul geologic, București, 1953.

[3]) D. Patruliuș, *Senonianul de facies Gosau din Pădurea Craiului și diastrofismul neocretacic în domeniul Munților Apuseni și al Carpaților Meridionali*. Comunicare ținută la I.G.G., București, 1959.

[4]) D. Lupu și M. Lupu, *Notă asupra cretacicului superior din regiunea Vidra-Sohodol (Munții Apuseni)*. Comunicare ținută la Comitetul geologic, București, 1956.

Pe baza acestor forme atribuie calcarelor menționate vîrsta santonian superior — campanian inferior. Din bazinul de la Cornițel menționează formele :

Hippurites (*Vaccinites*) cf. *cornuvaccinum* Bronn
„ (*Orbignya*) cf. *lapeirousei* Goldfuss
Plagioptychus aguilloni d'Orbigny

Depozitelor de aici le atribuie aceeași vîrstă ca și celor din regiunea Valea Neagră. Baza depozitelor neocretacice din această regiune ar reprezenta, după unii cercetători (5), coniacianul mediu — santonianul inferior.

În sfîrșit, din regiunea Cetea — Borod în profilul de pe Valea Cailor autorul menționat a identificat :

Hippurites (*Vaccinites*) *cornuvaccinum* Bronn
„ „ *inaequicostatus* Münster
„ „ *gosaviensis* Douvillé, precum și corali.

Aceste forme indică o vîrstă santoniană superioară — campaniană inferioară, ca și în celelalte regiuni din bazinul Borodului.

În bazinul Vidra — Sohodol, cercetări geologice au fost făcute de D. Lupu și M. Lupu [1]). Astfel, în bazinul Vidra, autorii disting un orizont bazal conglomeratic prin care este marcată transgresiunea cretacicului superior și un orizont gresos fosilifer situat deasupra. În Dealul Bălanul, dintr-un orizont de calcare cenușii, D. Lupu și M. Lupu au identificat formele :

Hippurites colliciatus Woodward
„ „ var. *exaratus* Zittel
Vaccinites gosaviensis Douvillé
„ *oppeli* Douvillé
Radiolites sp.

iar pe versantul drept al văii Vidrișoara, din blocuri de calcare, speciile :

Hippurites colliciatus Woodward
Vaccinites gosaviensis Douvillé
„ *oppeli* Douvillé
Hippurites nabresinensis Fütterer
Radiolites sp.
Pyronaea sp.

În bazinul Sohodol, dintr-un banc de calcare care apare în Dealul Dîmbului, D. Lupu și M. Lupu citează formele :

Vaccinites gosaviensis Douvillé
„ *oppeli* Douvillé
Plagioptychus aguilloni d'Orbigny

Neocretacicul în facies de Gosau din bazinul Vidra — Sohodol este comparat de autori cu baza Gosaului mediu (santonian superior). Lipsa formei *Vaccinites sulcatus* Defrance și apariția genului *Pyronaea*, fac pe autorii menționați să se întrebe dacă orizontul respectiv n-ar putea avea o vîrstă campaniană.

[1]) *Op. cit.*

D. Patrulius[1]), studiind regiunea Pădurea Craiului, bazinul Roșia (Dealul Misea) și bazinul Borodului (regiunea Valea Neagră), precizează vîrsta depozitelor neocretacice cu ajutorul unei faune bogate și bine conservate de hippuriți. Astfel, la Dealul Misea (bazinul Roșia) autorul citat distinge două bancuri de calcare cu hippuriți și corali unde identifică următoarele forme:

a) din bancul inferior:

Hippurites (*Vaccinites*) *exaratus* Zittel
„ „ *sulcatus* Defrance
„ „ *gosaviensis* Douvillé
„ „ *archiacii* Douvillé
„ „ aff. *oppeli* Douvillé

b) din bancul superior, D. Patrulius determină aceleași forme menționate pentru bancul inferior, în plus *Hippurites nabresinensis* Fütterer.

Din fauna colectată de Fl. Marinescu din regiunea Valea Neagră (bazinul Borodului), D. Patrulius citează următoarea asociație de forme:

Hippurites (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance
„ „ *oppeli* Douvillé
„ „ *gosaviensis* Douvillé
„ *nabresinensis* Fütterer (= *Hippurites lapeirousei* var. *crassa* Goldfuss ap. Givulescu)
„ (*Vaccinites*) *archiacii* Douvillé

Primele trei specii au fost menționate mai înainte de R. Givulescu (5). D. Patrulius adaugă în plus specia *Hippurites* (*Vaccinites*) *archiacii* Douvillé, iar *Hippurites lapeirousei* var. *crassa* Goldfuss citat de R. Givulescu, cade în sinonimia speciei *Hippurites nabresinensis* Fütterer. Prezența speciei *Hippurites* (*Vaccinites*) *archiacii* Douvillé ar pleda — după autorul menționat — mai degrabă pentru vîrsta campaniană inferioară a calcarului cu hippuriți decît santoniană superioară.

Din datele geologice care ne-au fost puse la dispoziție de Nița Tătărîm, care a studiat regiunea Hășdate, reiese următoarea situație geologică:

În regiunea respectivă, depozitele cretacicului superior stau direct pe șisturile cristaline ale Masivului Gilău, fiind transgresive și constituind o bandă cu o lățime care variază între 4 și 4,5 km. Spre est aceste depozite se afundă sub paleogen. Neocretacicul mai apare sub forma unor mici butoniere pe văile afluente pîrîului Vlaha.

Către marginea bazinului de sedimentare, formațiunile cretacice sînt dezvoltate în faciesul de Gosau, iar spre est trec treptat la un facies flișoid. Faciesul de Gosau este constituit dintr-o alternanță de conglomerate, brecii calcaroase, gresii micacee cenușii sau cenușii-violacee, fine sau grosiere, precum și marne cenușii, nisipoase. În acest complex se

[1]) *Op. cit.*

intercalează, la diferite nivele, calcare recifale cu hippuriți, corali și gasteropode. În cursul superior al pîrîului Aranyos s-a putut observa contactul cu cristalinul; aici depozitele neocretacice încep printr-un complex gresos-conglomeratic de aproximativ 50 m grosime, care prezintă la partea superioară cîteva intercalații subțiri de calcare cenușii. Coloana stratigrafică este completată cu succesiunea de depozite, urmărită de N. Tătărîm pe flancul de vest al sinclinalului cretacic, în profilul din Dealul Creasta Pietricelei, la vest de Feneșel (fig. 2). În acest profil nu se poate observa contactul cu cristalinul și nici prezența orizontului gresos-conglomeratic, terenul fiind acoperit. Se poate observa însă că neocretacicul începe printr-un nivel de calcare cu hippuriți și corali, avînd 15 — 20 m grosime, care suportă un pachet de marne cenușii fin micacee, cu două intercalații de calcare cenușii la partea superioară, intercalații care nu depășesc 1,50 m grosime fiecare. Pachetul de marne însumează cea mai mare grosime (150 m).

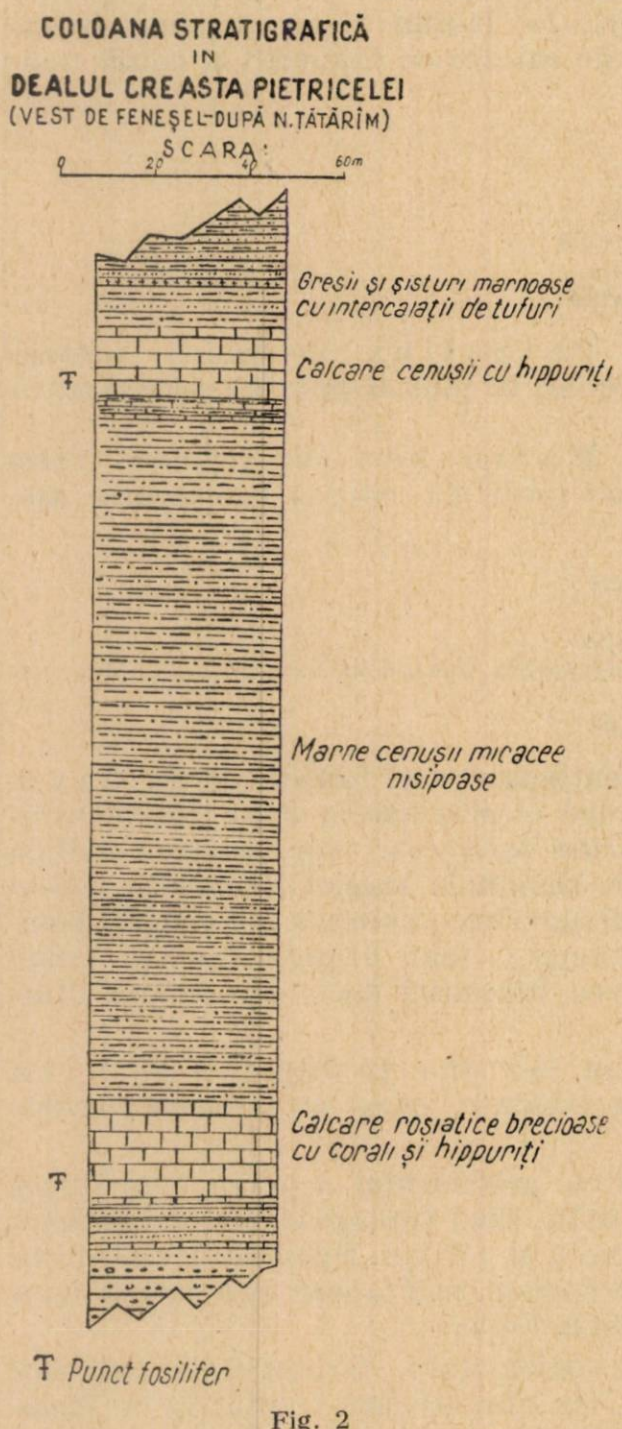


Fig. 2

Peste pachetul de marne, urmează al doilea nivel de calcare cu hippuriți de aproximativ 15 m grosime, care la rîndul lui suportă un complex flișoid constituit din gresii și șisturi marnoase cenușii cu intercalații de tufuri. Din coloana stratigrafică se observă existența a două nivele de calcare cu hippuriți. Calcarele din nivelul inferior sînt roșiatice brecioase, cu intercalații de calcare cenușii. Conțin frecvenți corali, mai rar hippuriți. Calcarele din nivelul superior sînt cenușii, dure, bogate în hippuriți. Exemplarele colectate provin în majoritate din acest nivel.

Iviri de calcare roșii brecioase sau cenușii-albicioase se găsesc și în Dealul Intose, Dealul Lato Domb, în cursul superior al pîrîului Aranyos și Dealul La Copaci. Calcarele cu hippuriți sînt dure, albe, cenușii

sau roșiatice; hippuriții sînt de talie medie, atingînd un diametru pînă la 75 mm, prost conservați, adesea striviți și lipsiți de valva superioară. A. K o c h (7) arată că în calcarele albe-cenușii predomină specia *Hippurites cornuvaccinum* Bronn și subordonat *Hippurites sulcatus* Defrance, iar în calcarele roșii s-ar găsi numai specia *Hippurites organisans* Montfort, de obicei reprezentată prin exemplare concrescute. După toate observațiile se pare însă că este vorba în acest din urmă caz tot de *Hippurites sulcatus* Defrance care se prezintă deseori ca indivizi strîns alipiți; specia *Hippurites organisans* Montfort n-a fost întîlnită în fauna colectată.

Din reciful de la Dealul Creasta Pietricelei noi am determinat următoarele specii[1]):

a) din nivelul calcaros inferior:

Hippurites (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance
„ „ *gosaviensis* Douvillé
„ „ *inaequicostatus* Münster
„ „ cf. *rousseli* Douvillé

b) din nivelul calcaros superior

Hippurites (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé
„ „ *gosaviensis* Douvillé
„ „ *sulcatus* Defrance
„ „ *inaequicostatus* Münster
„ aff. *crassicostatus* Douvillé

Cu excepția formelor *Hippurites* aff. *crassicostatus* Douvillé și *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *rousseli* Douvillé, celelalte forme au fost citate în bazinul Borodului (5) și în bazinul Roșia[2]), iar *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé și *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé au mai fost citate și în bazinul Vidra — Sohodol[3]).

Stabilirea vîrstei depozitelor care constituie complexul senonian din regiunea Hășdate am făcut-o cu ajutorul hippuriților prin analogie cu formele găsite în bazinul Gosau, ale cărui depozite au fost atribuite în general turonianului superior și senonianului (1), (3), (20).

În 1937, O. W e i g e l (22) pune însă la îndoială existența turonianului în acest bazin. Mai tîrziu O. K ü h n (11), într-o lucrare relativ recentă (1947), contestă și el existența turonianului în bazinul Gosau și consideră că specia *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé se găsește în santonianul superior. După datele acestui autor, poziția stratigrafică a speciilor citate mai sus ar fi următoarea:

Hippurites (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé santonian superior
„ „ *sulcatus* Defrance „ „
„ „ *oppeli* Douvillé „ „

Hippurites (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster și *Hippurites crassicostatus* Douvillé, găsindu-se la Gosau în asociație cu *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance (1), (20), trebuie poate socotite ca forme care arată prezența santonianului superior.

[1]) Fauna examinată se găsește în colecția Laboratorului de paleontologie al Facultății de geologie și geografie, de la Universitatea „C. I. Parhon", București.

[2]) D. P a t r u l i u s, *op. cit.*

[3]) D. L u p u și M. L u p u, *op. cit.*

Se poate afirma deci că formele identificate de noi din reciful de pe Dealul Creasta Pietricelei indică vîrsta santoniană superioară, permiţînd astfel corelarea cu baza diviziunii stratigrafice denumită Mittlere Gosau. Asociaţia

Hippurites (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance
„ „ *gosaviensis* Douvillé
„ „ *oppeli* Douvillé

se întîlneşte foarte frecvent; ea a fost semnalată de John. Felix (3), O. Kühn (11) în regiunea Gosau, de O. Weigel (22) în sudul Franţei şi Balcani, de B. Milovanović (15) în Balcani, de R. Givulescu (5) în bazinul Borodului, de D. Patrulius[1]) în bazinele Roşia şi Borod şi descrisă de noi în regiunea Hăşdate — Stolna.

În această regiune, cu excepţia formelor *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance şi *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster, speciile citate de noi din Dealul Creasta Pietricelei n-au mai fost semnalate de alţi autori. Dintre toate speciile predomină, ca număr de indivizi, *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance.

Din cele expuse mai sus ar reieşi că:

1) În regiunea Hăşdate — Stolna orizontul calcarelor recifale cu hippuriţi, al depozitelor neocretacice dezvoltate pe marginea de est a Masivului Gilău, aparţine santonianului superior. Asociaţia *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé, *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance şi *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé fiind considerată ca reprezentativă pentru partea terminală a etajului menţionat.

2) Transgresiunea cretacicului superior începe foarte probabil şi în regiunea Hăşdate în santonian.

B. DESCRIERE SISTEMATICĂ

Clasa **LAMELLIBRANCHIATA**

Ordinul **PACHYODONTA**

Familia **RUDISTAE** Lamarck 1819

Genul **Hippurites** Lamarck, 1801 (= **Orbignya** Woodward, 1862)
Genotip **Hippurites bioculatus** Lamarck, 1801

1. **Hippurites** aff. **crassicostatus** Douvillé

(pl. I, fig. 3)

1893 *Hippurites crassicostatus* Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. III, p. 63, pl. VIII, fig. 11, 12 şi 13; pl. IX, fig. 2.
1903 *Orbignya crassicostata* Douvillé, in Toucas, Études sur la classification et l'évolution des Hippurites, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., Mém. nr. 30, p. 26, pl. I, fig. 12 şi text fig. 40—42.

Un singur exemplar din cele recoltate, de altfel prost conservat şi lipsindu-i parte din ornamentaţia exterioară, poate fi comparat cu

[1] *Op. cit.*

Hippurites crassicostatus Douvillé. Acest exemplar are un diametru de 60 mm. Aparatul cardinal formează cu axa crestei cardinale un unghi de 75°. Creasta cardinală este subțire spre partea terminală, prelungindu-se pînă în apropierea extremității de jos a dintelui posterior. Apofiza mioforă, situată în interiorul lojei mărginită de pilierul dorsal și creasta cardinală, este aproape paralelă cu dintele posterior. Pilierul branhial este mai lung decît cel dorsal și recurbat spre creasta cardinală. Sectorul unghiular, delimitat de axa pilierului branhial și axa crestei cardinale, are 95°. Aceste caractere apropie exemplarul nostru de *Hippurites crassicostatus* Douvillé. Prezintă deosebire în ceea ce privește creasta cardinală care este mult mai pronunțată.

2. **Hippurites** sp.

(pl. I, fig. 4)

Printre exemplarele recoltate se află unul de talie mică, avînd un diametru de 30 mm, cu o creastă cardinală de forma unei lame subțiri, foarte fină și rotunjită la partea terminală. Pilierul dorsal este scurt și se apropie de forma pătrată; este puțin rotunjit la partea terminală. Pilierul branhial, mai lung decît primul, este înclinat spre creasta cardinală. Sectorul unghiular, delimitat de axa pilierului branhial și axa crestei cardinale, are 80°.

Subgenul *Vaccinites* Fischer, 1887.
Subgenotip *Hippurites cornuvaccinum* Bronn, 1831.

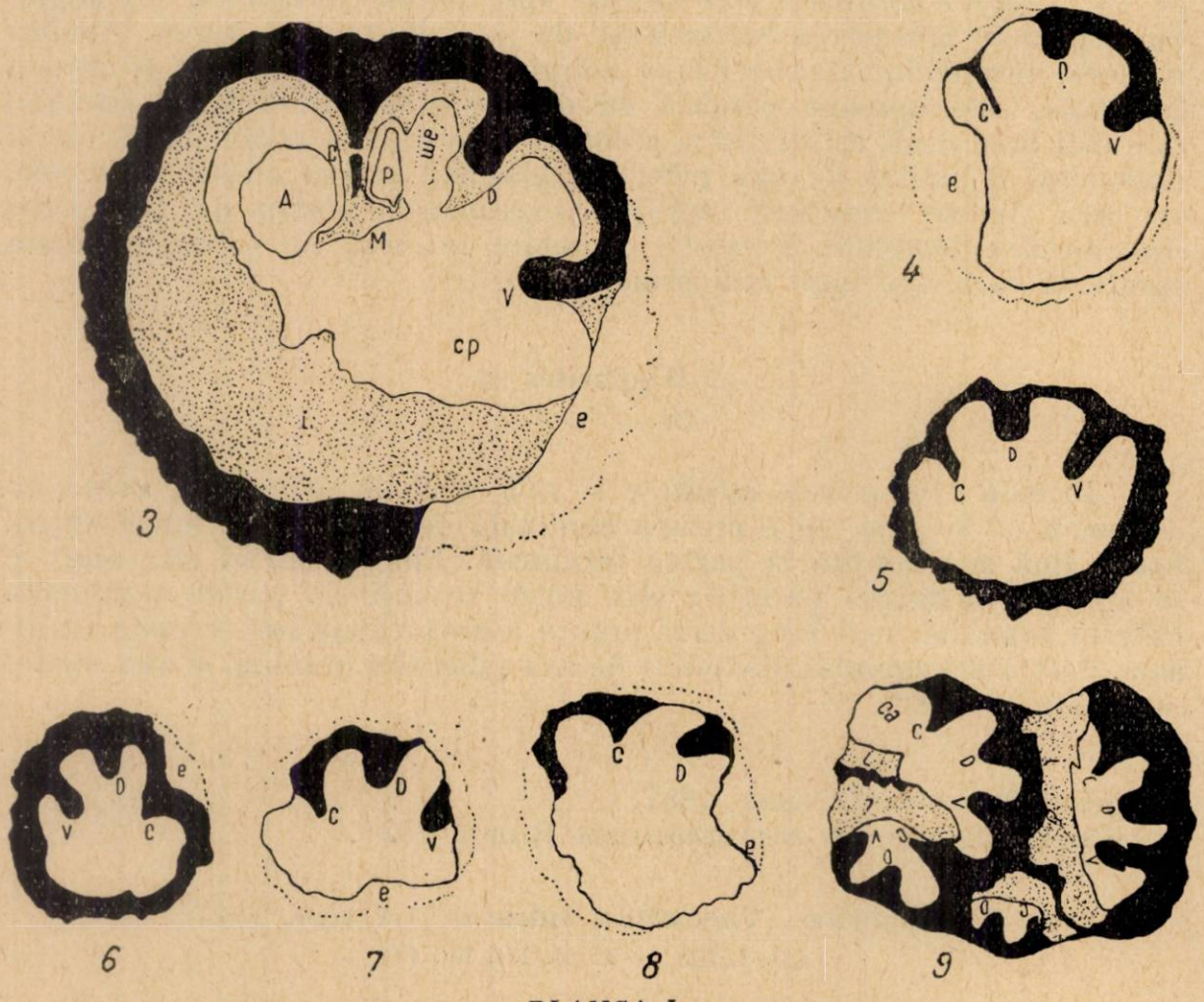
3. **Hippurites (Vaccinites) sulcatus** Defrance, 1821

(pl. I, fig. 5—9; pl. III, fig. 14)

1892 *Hippurites sulcatus* Defrance, in Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. II, p. 43, pl. V, fig. 4—8.
1895 *Hippurites sulcatus* Defrance, in Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. V, p. 159, pl. XXIII, fig. 1—3.
1897 *Hippurites sulcatus* Defrance, in Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém Soc. géol. de Fr., Paléont., t. VI, p. 207, pl. XXXII, fig. 3—6; pl. XXXIII, fig. 4.
1903 *Vaccinites sulcatus* Defrance, in Toucas, Études sur la classification et l'évolution des Hippurites, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., Mém. nr. 30, p. 102, pl. XV, fig. 1—3 și 3 a.

În colecția noastră, aceste exemplare sînt în număr apreciabil. Au talie mică, cu diametrul cuprins între 23 și 28 mm. Unele sînt în formă de fascicule de cîte 3—4 indivizi concrescuți la fel ca și coralii (pl. I, fig. 9). Prezintă o creastă cardinală de forma unei lame subțiri, trunchiată la partea terminală. Pilierul dorsal mai scurt, robust, se apropie uneori de forma pătrată (pl. I, fig. 5), alteori este subțiat și rotunjit la partea terminală (pl. I, fig. 6). Pilierul branhial este mai alungit, înclinat spre creasta cardinală și rotunjit la extremitatea sa. Sectorul unghiular, cuprins între creasta cardinală și pilierul branhial, are o valoare care variază între 72

și 92°. Aceste caractere permit identificarea exemplarelor noastre cu *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance.



PLANȘA I

Fig. 3. — *Hippurites* aff. *crassicostatus* Douvillé. Fig. 4. — *Hippurites* sp. Fig. 5—9. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance. *C*, creastă cardinală ; *D*, pilier dorsal ; *V*, pilier ventral ; *P*, dinte cardinal posterior ; *A*, dinte cardinal anterior ; *M*, dintele median al valvei inferioare ; *am*, apofiză mioforă ; *i*, test intern ; *e*, test extern ; *cp*, cavitate principală ; *ca*, cavitate accesorie (prescurtările sînt valabile pentru toate figurile).

4. Hippurites (Vaccinites) gosaviensis Douvillé, 1890

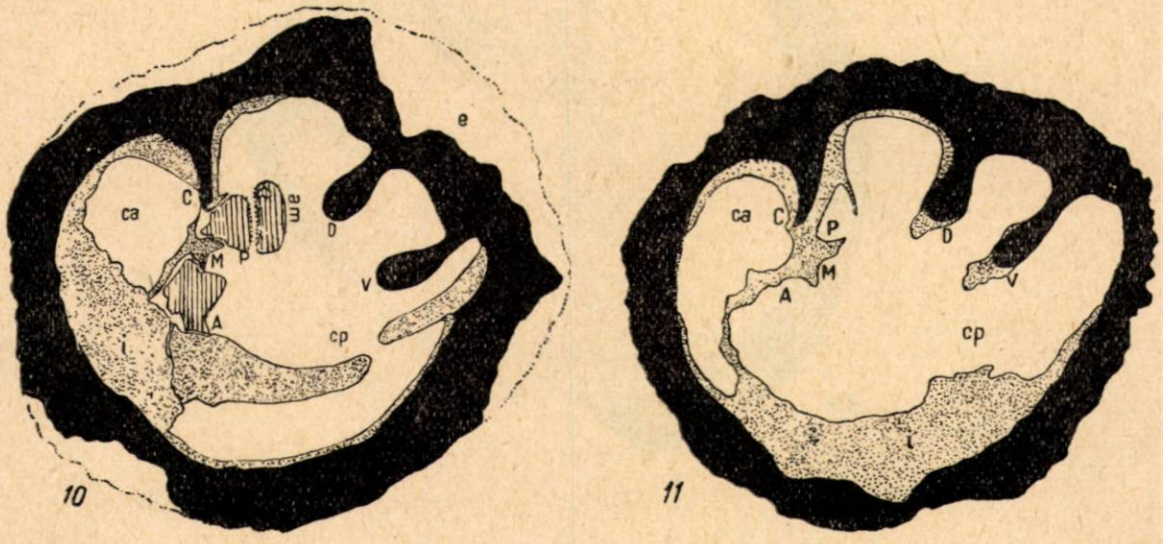
(pl. II, fig. 10 și 11)

1890 *Hippurites gosaviensis* Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. I, p. 24 ; t. VI, pl. XXIX, fig. 1 la 6 ; pl. XXXIII, fig. 5.

1903 *Vaccinites gosaviensis* Douvillé, in Toucas, Études sur la classification et l'évolution des Hippurites, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., Mém. nr. 30, p. 92, pl. XIII, fig. 3.

Am identificat numai două exemplare sub această denumire. Unul dintre ele bine secționat (pl. II, fig. 10) scoate în evidență toate caracterele interne ale speciei. Impresiunea dintelui posterior este conservată împreună

cu impresiunea apofizei miofore, fiind paralele între ele. Exemplarele figurate au un diametru de 70—75 mm. Aparatul cardinal prezintă o înclinare de 32° în raport cu axa crestei cardinale. Această creastă, de forma unei lame subțiri, este trunchiată la partea terminală și recurbată spre partea anterioară. Cei doi pilieri sînt mult alungiți spre interior, subțiați



PLANȘA II

Fig. 10—11. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé.

la bază și aproape egali între ei. Sectorul unghiular, delimitat de axa pilierului branhial și axa crestei cardinale, are 72°. Caracterele arătate sînt comune speciei *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé.

5. Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Münster, 1840

(pl. III, fig. 12 și 13 ; pl. IV, fig. 16 și 17)

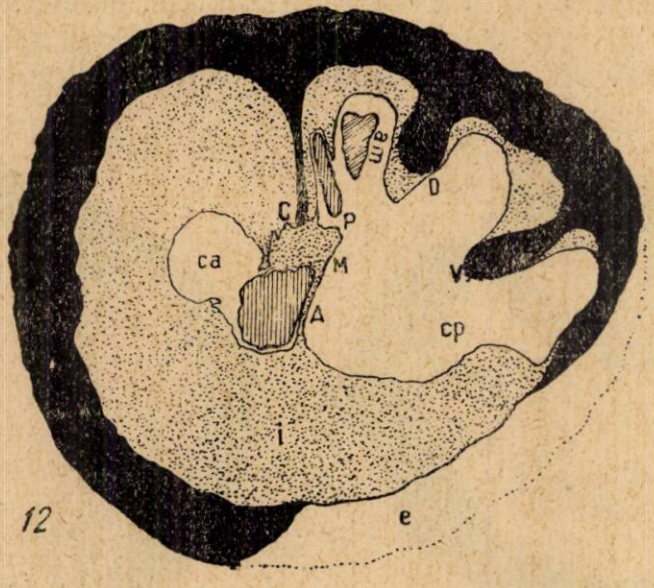
1840 *Hippurites inaequicostatus* Münster, in Goldfuss, Petref. Germaniae, pl. CLXII, fig. 4, p. 303.

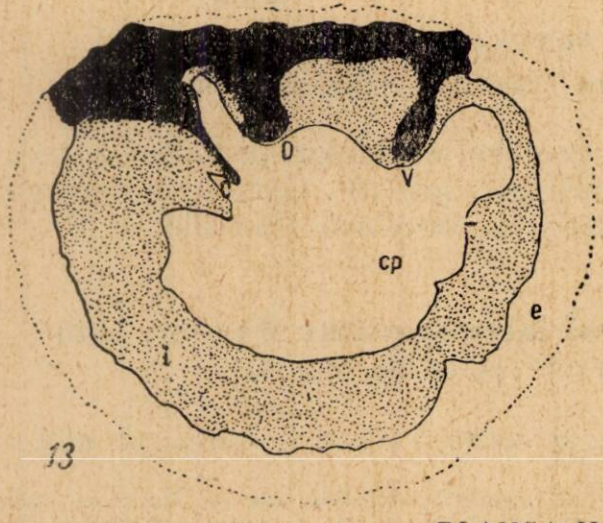
1897 *Hippurites inaequicostatus* Münster, in Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. VI, p. 199, pl. XXX, fig. 3, 4 și 5 ; pl. XXXIII, fig. 2 și 3.

1903 *Vaccinites inaequicostatus* Münster, in Toucas, Études sur la classification et l'évolution des Hippurites, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., Mém. nr. 30, p. 109, pl. XVII, fig. 1 și 1 a.

Materialul recoltat cuprinde patru exemplare, dintre care două (pl. III, fig. 12 și pl. IV, fig. 16) aparțin sigur la *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster. Exemplarele determinate sub această denumire au un diametru cuprins între 50 și 75 mm. Aparatul cardinal prezintă o înclinare de 20—22° în raport cu axa crestei cardinale. Această creastă este subțire, alungită și rotunjită la partea terminală ; porțiunea mijlocie a ei este subțiată. Cei doi pilieri, de asemenea subțiați la bază, sînt aproape egali între ei. Sectorul unghiular, delimitat de axa pilierului branhial și axa crestei cardinale, are 72°. Suprafața valvei mari prezintă o ornamentație speci-

fică. Exemplarele figurate de noi (pl. III, fig. 13 şi pl. IV, fig. 17), fiind strivite şi deformate, nu ne-au permis o determinare sigură.





PLANŞA III

Fig. 12.— *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster. Fig. 13.— *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *inaequicostatus* Münster. Fig. 14. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance.

6. Hippurites (Vaccinites) oppeli Douvillé, 1892

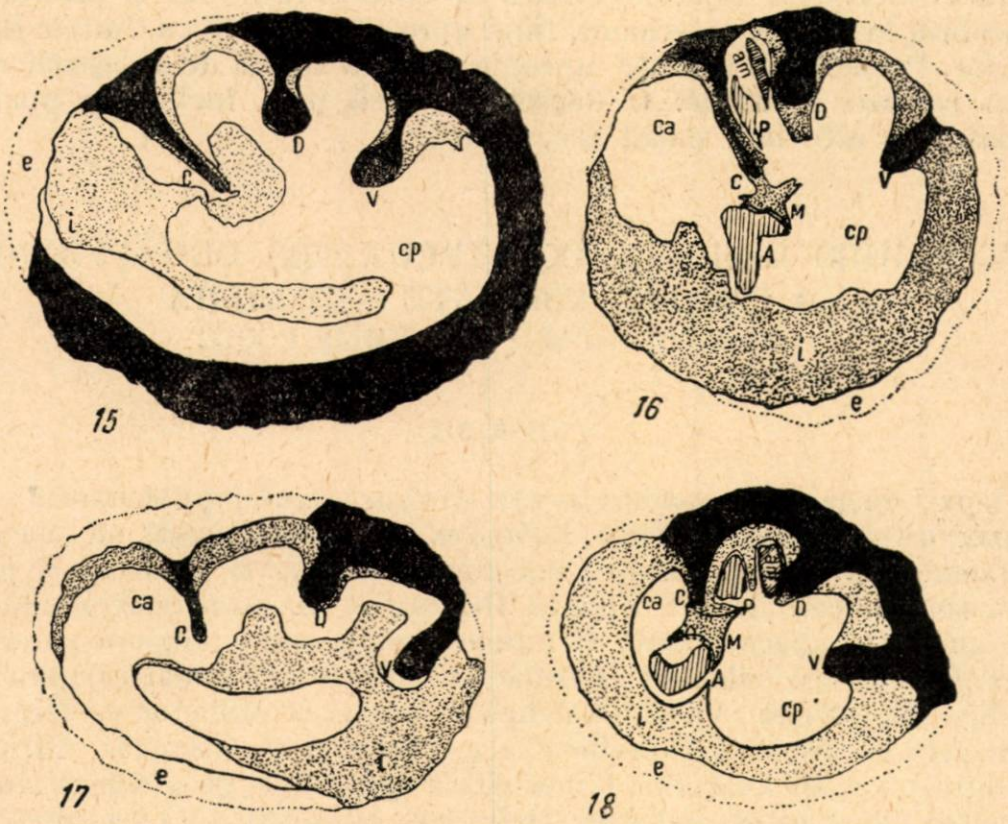
(pl. IV, fig. 15)

1892 *Hippurites oppeli* Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. II, p. 36, pl. IV, fig. 5.

1897 *Hippurites oppeli* Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. VI, p. 203, pl. XXXI, fig. 1 şi 1 a ; pl. XXXIV, fig. 8.

1903 *Vaccinites oppeli* Douvillé, in Toucas, Études sur la classification et l'évolution des Hippurites, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., Mém. nr. 30, p. 109, pl. XVII, fig. 2 şi 2 *a*.

Am identificat două exemplare din această specie, figurînd numai unul deoarece celălalt este mult deformat. Acest exemplar prezintă un diametru mediu de 55 mm. Cei doi pilieri, ca și creasta cardinală ocupă un sector unghiular de 74°. Pilierii sînt foarte subțiați la bază și îngroșați



PLANȘA IV

Fig. 15. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé. Fig. 16. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster. Fig. 17. — *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *inaequicostatus* Münster. Fig. 18. — *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *rousseli* Douvillé.

sub forma unor pungi la partea terminală. Creasta cardinală, fină și subțire, este rotunjită la extremitatea sa. Aceste caractere permit identificarea exemplarului nostru cu specia *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé.

7. Hippurites (Vaccinites) cf. rousseli Douvillé

(pl. IV, fig. 18)

1894 *Hippurites rousseli* Douvillé, Études sur les Rudistes, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., t. IV, p. 117, pl. XIX, fig. 1 : pl. XX, fig. 1, 1 a, 2 și 3.

1903 *Vaccinites rousseli* Douvillé, in Toucas, Études sur la classification et l'évolution des Hippurites, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., Mém. nr. 30, p. 78, pl. X, fig. 1, 2, 3 și text fig. 118—120.

Exemplarul figurat — de altfel unicul din materialul studiat — are un diametru mediu de 40 mm. Aparatul cardinal are o înclinare de 40°

în raport cu axa crestei cardinale. Sectorul unghiular, delimitat de axa acestei creste şi axa pilierului branhial, este de 90°. Creasta cardinală, de forma unei lame, este trunchiată la partea terminală. Pilierul dorsal, mai scurt decît cel branhial, se apropie de forma pătrată. Apofiza mioforă, aşezată în interiorul lojei delimitată de creasta cardinală şi primul pilier, este scobită la partea exterioară, fiind aproape paralelă cu dintele cardinal posterior. Caracterele arătate apropie această specie de *Hippurites* (*Vaccinites*) *rousseli* Douvillé. O deosebeşte însă prin înclinarea aparatului cardinal care este mai puţin accentuată.

К ИЗУЧЕНИЮ СЕНОНСКИХ HIPPURITES ОБНАРУЖЕННЫХ В РАЙОНЕ ХЭШДАТЕ — СТОЛЬНА

(БАССЕЙН ЯРЫ – ЗАПАДНЫЕ ГОРЫ)

РЕЗЮМЕ

В работе дается описание фауны Hippurites, обнаруженной в верхнемеловых отложениях района Хэшдате, расположенном на восточном обрамлении кристаллического массива Джилэу. В указанном районе, на возвышенности Дялул Кряста Пьетричелей, выделяются два горизонта рифовых известняков. В нижнем горизонте найдены виды: Hippurites (Vaccinites) sulcatus Defrance, Hippurites (Vaccinites) gosaviensis Douvillé, Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Münster и Hippurites (Vaccinites) cf. rousseli Douvillé; а в верхнем горизонте: Hippurites (Vaccinites) oppeli Douvillé, Hippurites (Vaccinites) gosaviensis Douvillé, Hippurites (Vaccinites) sulcatus Defrance, Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Münster и Hippurites aff. crassicostatus Douvillé.

На основании указанных ассоциаций толща отложений Госау с прослоями рифовых известняков, развитая в районе Хэшдате, отнесена к верхнему сантону, когда в указанном районе наступила, повидимому, верхнемеловая трансгрессия.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая схема района Хэшдате — Стольна по карте, составленной Н. Тэтэрымом, м - б 1 : 20 000.

Рис. 2. — Стратиграфическая колонка возвышенности Дялул Кряста Пьетричелей (к западу от Фенешел) по Н. Тэтэрыму.

Таблица I

Рис. 3. — Hippurites aff. crassicostatus Douvillé.

Рис. 4. — Hippurites sp.

Рис. 5 — 9. — Hippurites (Vaccinites) sulcatus Defrance. *C* — кардинальный гребень; *D* — спинной пилиер; *V* — вентральный пилиер; *P* — задний кардинальный зуб; *A* — передний кардинальный зуб; *M* — средний зуб нижней створки; *am* — миофорная апофиза; *i* — внутренний тест; *e* — внешний тест; *cp* — главная полость; *ca* — вспомогательная полость (условные обозначения действительны для всех рисунков).

Таблица II

Рис. 10 — 11. — Hippurites (Vaccinites) gosaviensis Douvillé.

Таблица III

Рис. 12. — Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Münster.
Рис. 13. — Hippurites (Vaccinites) cf. inaequicostatus Münster.
Рис. 14. — Hippurites (Vaccinites) sulcatus Defrance.

Таблица IV

Рис. 15. — Hippurites (Vaccinites) oppeli Douvillé.
Рис. 16. — Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Münster.
Рис. 17. — Hippurites (Vaccinites) cf. inaequicostatus Münster.
Рис. 18. — Hippurites (Vaccinites) cf. rousseli Douvillé.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES HIPPURITES SÉNONIENS DE LA RÉGION DE HĂŞDATE-STOLNA

(BASSIN DE LA IARE – MONTS APUSENI)

RÉSUMÉ

On décrit dans cet article la faune d'Hippurites recueillie dans les dépôts du Néocrétacé de la région de Hăşdate, située sur la branche orientale du massif cristallin de Gilău. On a mis en évidence dans cette région deux niveaux de calcaire récifaux sur la colline de Creasta Pietricelei. Le niveau des calcaires inférieurs contient les espèces : *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance, *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé, *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster et *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *rousseli* Douvillé ; celui des calcaires supérieurs, les espèces : *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé, (*Hippurites*) *Vaccinites gosaviensis* Douvillé, *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster et *Hippurites* aff. *crassicostatus* Douvillé.

Compte tenu des associations mentionnées, l'âge du complexe de Gosau à intercalations de calcaires récifaux de la région de Hăşdate est le Santonien supérieur et, d'après toutes les apparences, la transgression néocrétacée a dû commencer dans cette région pendant le Santonien.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma géologique de la région de Hăşdate-Stolna, d'après la carte, à l'échelle 1 : 20 000, de N. Tătărîm.

Fig. 2. — Colonne stratigraphique dans la colline Creasta Pietricelei (à l'Ouest de Feneşel), d'après N. Tătărîm.

Planche I

Fig. 3. — *Hippurites* aff. *crassicostatus* Douvillé.
Fig. 4. — *Hippurites* sp.
Fig. 5—9. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance.

C, arête cardinale ; *D*, pilier dorsal ; *V*, pilier ventral ; *P*, dent cardinale supérieure ; *A*, dent cardinale inférieure ; *M*, dent médiane de la valve inférieure ; *am*, apophyse myophore ; *i*, test intérieur ; *e*, test extérieur ; *cp*, cavité principale ; *ca*, cavité accessoire (ces abréviations sont les mêmes pour toutes les figures).

Planche II

Fig. 10—11. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis* Douvillé.

Planche III

Fig. 12. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster.
Fig. 13. — *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *inaequicostatus* Münster.
Fig. 14. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *sulcatus* Defrance.

Planche IV

Fig. 15. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *oppeli* Douvillé.
Fig. 16. — *Hippurites* (*Vaccinites*) *inaequicostatus* Münster.
Fig. 17. — *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *inaequicostatus* Münster.
Fig. 18. — *Hippurites* (*Vaccinites*) cf. *rousseli Douvillé.*

BIBLIOGRAFIE

1. Douvillé H., *Etudes sur les Rudistes*, Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., 1890, Mém. 6.
2. — *Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Egypte, du Liban et de la Perse.* Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., 1910, Mém. 41.
3. Felix John., *Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterrangebieten.* II. *Die Kreideschichten bei Gosau.* Palaeontographica 1908, nr. 54.
4. — *Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen.* Zentralblatt Min., Geol., Pal., 1910.
5. Givulescu R., *Contribuţiuni la studiul Cretacicului superior din bazinul Borodului.* Stud. şi cerc. şt., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, an. V, nr. 1—2, 1954.
6. Ilie M., *Recherches géologiques dans les monts de Trascău et dans le bassin de l'Arieş.* An. Inst. Géol. Roum., 1936, t. XVII.
7. Koch A., *Bericht über die in dem südlich von Klausenburg gelegenen Gebiete im Sommer des Jahres 1886 durchgeführte geologische Detailaufnahme.* Jahresb. k. ungar. geol. Anst. 1886, Budapesta, 1888.
8. Kühn O., *Rudistae* (*Fossilium Catalogus 54*). Berlin, 1932.
9. — *Rudistenfauna und Kreideentwicklung in Anatolien.* Neues Jahrb. Min., Geol., Pal., Abh. Beil, 1933, vol. 70.
10. — *Rudistenfauna und Oberkreideentwicklung in Iran und Arabien.* Neues Jahrb. Min. geol., Pal., Abh. Beil, 1937, vol. 78 B.
11. — *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten.* Sitzb. d. Österr. Akad. d. Wissen., 1947, partea I-a, vol. 156, caietele 3—4.
12. Kühn O. u. Andrusov D., *Rudistenfauna und Kreideentwicklung in den Westkarpathen.* Neues Jahrb. Min., Geol., Pal. Abh. Beil, 1942, vol. 86 B., caietul 3.
13. Lóczy J. jun., *Beiträge zur Kenntnis der Gosau und Flyschbildungen des Aranyostales.* Jahresb. k. ung. geol. Reichsanst., 1916. Budapesta, 1916.
14. Macovei Gh. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé.* Ann. Inst. géol. Roum., 1933, t. XVI.

15. Milovanović B., *Les Rudistes de la Yougoslavie.* Ann. géol. de la Pen. Balkanique, 1934, vol. XII, nr. 1—2.
16. Pálfy M., *Geologische Notizen aus dem Tale des Aranyos-Flusses.* Jahresb. k. ung. geol. Reichsanst., 1901.
17. Papiu C. V., *Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni).* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, t. V, nr. 1, 1953.
18. Patrulius D., *Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului.* Dări de seamă Com. geol., 1953, vol. XL (1952—1953).
19. Pcelinţev N. F., *Fauna briuhonogih verhenemelovîh otlojenii Zakavkazia i Srednei Azii.* Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscova-Leningrad, 1953.
20. Toucas Ar., *Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites.* Mém. Soc. géol. de Fr., Paléont., 1903, Mém. 30.
21. — *Note sur le Senonien et en particulier sur l'âge des couches à Hippurites.* Bull. Soc. Géol. de Fr., 1890, seria a 3-a, nr. 19.
22. Weigel O., *Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau.* Jahrb. geol. Reichsanst., 1937, vol. 87.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGICĂ A REGIUNII CODLEA

DE

P. VÎLCEANU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 21 aprilie 1959

În prezenta lucrare sînt expuse pe scurt rezultatele de ordin stratigrafic și tectonic, obținute prin prospectarea detaliată, corelată cu cartările subterane și cu profilele reexaminate ale forajelor de prospecțiune, în segmentul median al bazinului sedimentar de la Codlea (reg. Stalin).

Din punct de vedere orografic, regiunea are aspect colinar, cu altitudini cuprinse între 600 și 900 m. Elementul pregnant îl constituie creasta longitudinală de calcare care se dezvoltă la sud de Măgura Codlei (1294 m), pînă în apropierea satului Holbav, constituind și cumpăna de ape dintre bazinele văilor Șinca și Vulcanița, ape cărora le este tributară întreaga rețea hidrografică a regiunii. Cele mai importante cursuri de apă care drenează regiunea studiată sînt valea Holbavului, valea Lată (Breitbach), pîrăul Mămăligii și valea Fîntîniței.

Primele cercetări geologice asupra regiunii Codlea datează de mai bine de o sută de ani.

Lui H. W a c h n e r (14) i se datorează primul studiu mai detaliat asupra regiunii în care el face următoarele observații de o reală valoare chiar și astăzi :

— existența unei dislocații între gnaisele din vestul regiunii și bazinul sedimentar ;

— limita tectonică dintre bazinul sedimentar și „fundamentul" său cristalin ;

— existența permianului în partea de est a regiunii.

Între anii 1921 și 1938, E. J e k e l i u s publică o serie de note și comunicări, în care prezintă o schemă mult completată a stratigrafiei bazinului, precum și primele hărți geologice ale regiunii.

Începînd din anul 1952, Comitetul geologic reia studiile în cuprinsul bazinului, executînd prospecțiuni de suprafață și prin foraje, ale căror

rezultate sînt consemnate într-o serie de rapoarte [1]). În acest interval se remarcă studiile lui A. Semaka asupra florei fosile colectată din liasicul regiunii (11), (12), (13).

Diferitele formaţiuni care participă la alcătuirea regiunii cercetate pot fi grupate de la început în două unităţi distincte :

— La vest un fundament de şisturi cristaline constituit în cea mai mare parte din gnaise oculare, care suportă un sinclinal cuprinzînd o serie sedimentară ce începe cu liasicul inferior (zona de Măgura Codlei).

— La est un fundament de şisturi cristaline epizonale, peste care repauzează o serie sedimentară, avînd în bază depozite permotriasice (zona de Cristian).

Toate aceste formaţiuni alcătuiesc structuri orientate NNE-SSV care se continuă şi în afara limitelor regiunii studiate. Ele sînt acoperite de conglomerate neocretacice, transgresive.

SOCLUL CRISTALIN

Terenurile cristaline se dezvoltă în cadrul a două zone paralele :

1. În vestul regiunii apare extremitatea estică a cristalinului Munţilor Făgăraşului, studiat de M. Reinhardt, O. Schmidt şi recent în detaliu de V. Manilici (6), fapt pentru care nu se va insista asupra lui.

V. Manilici grupează aceste terenuri la două serii :

a) Seria de Holbav, inferioară, alcătuită din paragnaise şi micaşisturi, cu zone de injecţie în care feldspatul (microclin sau albit) larg dezvoltat, dă rocilor un pronunţat caracter ocular. În lungul liniei de contact cu sedimentarul, gnaisele oculare sînt intens milonitizate pe grosimi de 20—40 m.

b) Seria de Ciuta, superioară, se dezvoltă la nord-vest de prima şi este alcătuită din şisturi cuarţoase albe, filite şi cuarţite grafitoase, şisturi sericite — cloritoase cu intercalaţii de depozite sedimentare, slab metamorfozate (conglomerate cuarţitice, gresii cenuşii sau roşcate, şisturi argiloase şi dolomite). Aceste depozite sedimentare au fost atribuite de O. Schmidt (10), permianului şi triasicului.

În seriile cristaline menţionate este cantonat un complex de roci eruptive, intrusive şi subvulcanice.

Un important masiv de granite şi granodiorite, cu slabă aureolă de contact, apare la vest şi sud-vest de comuna Poiana Mărului, în afara regiunii studiate. De o deosebită importanţă sînt însă corpurile filoniene de roci cu caracter alcalin, puse în loc în timpul liasicului şi pe care V. Manilici le repartizează la două mari grupe :

— sienite şi bostonite

— diabaze şi camptonite

Sienitele şi bostonitele, frecvent cuarţifere, sînt caracterizate prin asocierea anortozei cu biotit sau amfibol. Au culoare cenuşie deschis,

[1]) A. Semaka, *Raport asupra cercetărilor geologice efectuate între anii 1952—1954 în regiunea Vulcan-Codlea* (manuscris).

roșcată sau verzuie și prezintă structură porfirică. Biotitul nealterat apare rar, fiind în general transformat în clorit care apare din abundență.

Ca varietăți petrografice de interes deosebit se mai citează aplite sienitice, porfire cuarțifere și trahite.

Diabazele și camptonitele apar mai rar. Rocile au culoare cenușie închis, verzuie sau neagră și structura în general porfirică. Sînt alcătuite din plagioclaz, augit, hornblendă sau biotit. La unele tipuri apar frecvent spații miarolitice cu calcit recristalizat.

S-au mai descris în această grupă diabaze porfirice și serpentine.

În perimetrul cercetat de noi apar exclusiv gnaisele oculare ale seriei de Holbav, constituind fundamentul cristalin al zonei de Măgura Codlei, precum și eruptivul filonian de vîrstă liasică.

2. A doua zonă de șisturi cristaline se situează în partea mediană a regiunii cercetate, sub forma unei fîșii, cu o lungime de circa 5 km și o lățime care variază între 500 și 800 m, prezentînd aceeași orientare generală.

Rocile predominante sînt șisturile sericito-cloritoase, de culoare cenușie-verzuie, caracterizate prin abundența cuarțului care apare sub formă de benzi sau lentile cu grosimi pînă la 5 cm.

Pe marginea vestică a fîșiei, în vecinătatea sedimentarului zonei de Măgura Codlei, apar șisturi cristaline mai slab metamorfozate de tipul filitelor, uneori grafitoase, avînd culori cenușii-negricioase. La contactul cu sedimentarul, șisturile cristaline sînt intens zdrobite, apărînd milonite tipice.

Pe marginea estică a fîșiei apar roci cu un grad mai avansat de metamorfism, de tipul micașisturilor cu biotit sau granat. Sporadic apar paragnaise și chiar roci de tipul granognaiselor, acestea din urmă fiind întîlnite sub formă de lame străpungînd depozite verrucanice, slab metamorfozate.

Această serie cristalină constituie fundamentul zonei de Cristian, dezvoltată în estul regiunii cercetate.

ÎNVELIȘUL SEDIMENTAR

Depozitele sedimentare se repartizează, în regiunea studiată, la două succesiuni avînd compoziție și unele caractere lito- și biofaciale deosebite, ca urmare a depunerii lor în zone de sedimentare diferite, corespunzînd celor două sinclinale.

A. ZONA DE MĂGURA CODLEI

Succesiunea de depozite aparținînd acestei zone intră, împreună cu fundamentul său de gnaise oculare, în alcătuirea părții vestice a regiunii studiate. În compoziția ei participă liasicul, doggerul, malmul și neocomianul. Depozitele alcătuiesc un sinclinal orientat NNE—SSV, a cărui ridicare axială spre sud, determină apariția succesivă a formațiunilor din ce în ce mai vechi.

1. Liasicul

Este dezvoltat îndeosebi în sudul regiunii cercetate (Holbav), iar către nord în flancul estic al sinclinalului. În flancul vestic apare sporadic, brecifiat pe linia de contact cu gnaisele oculare.

Liasicul este reprezentat prin faciesul de Gresten tipic, constituit din depozite cu caracter limnic și prezentînd uneori structură deltaică, cu strate de cărbuni și șisturi bituminoase.

Încercările anterioare de orizontare pe bază paleontologică a liasicului fiind fundamentate pe argumente incerte, sîntem nevoiți a recurge la o orizontare pe criterii litofaciale. S-au separat în acest fel patru complexe cu aspecte litologice suficient de pregnante :

a. *Complexul productiv inferior* apare la zi la sud de colonia minieră în flancul sud-estic, pentru ca la sud de satul Holbav să ocupe întreaga lățime a sinclinalului.

La nord de colonia minieră, pe același flanc al sinclinalului, el dispare, fiind laminat la contact cu șisturile cristaline.

În alcătuirea lui intră conglomerate cu elemente de gnaise oculare, gresii grosiere care trec apoi la o alternanță de gresii cărbunoase cu textură rubanată, gresii masive cuarțoase, șisturi argiloase cu resturi de plante, argile refractare și strate de cărbuni.

Pentru toate depozitele acestui complex este caracteristică abundența muscovitului. Grosimea normală a întregului complex depășește 300 m.

b. *Complexul efusiv-piroclastic* formează un pachet gros de 80—120 m de piroclastite și diverse efuziuni, dispus discordant peste complexul anterior. El a fost întîlnit în aceeași poziție în toată zona cercetată.

În bază, peste un nivel de brecii sedimentare cu elemente de eruptiv și șisturi cristaline, se dispun microaglomerate, tufuri și tufite străbătute de o rețea de filoane de roci eruptive.

Tufurile au în general structura vitroclastică și vitrolitoclastică ; fragmentele de rocă prinse într-o masă cineritică fină, provin mai ales din trahite și porfire cuarțifere ; conțin de asemenea numeroase xenolite de gresii, calcare și șisturi cristaline. Pe lîngă elementele amintite, care pot fi observate și cu ochiul liber, la microscop se identifică prezența cristalelor corodate de cuarț bipiramidat, a cuarțului secundar și a zeoliților fibroradiari de tipul nathrolitului.

Culoarea piroclastitelor este verde sau roșcată, datorită conținutului mare de clorit (chamosit), respectiv de limonit. Mai rar se întîlnesc varietăți cenușii sau gălbui.

Către partea mijlocie a complexului, marcînd o pauză a activității efuzive, se intercalează tufite, gresii piroclastice și argile cineritice de culoare roșie-cărămizie sau violacee, care conțin numeroase resturi incarbonizate de plante. Aici s-au întîlnit trunchiuri de arbori silicifiați, avînd grosimi pînă la 0,70 m.

Rocile eruptive cele mai frecvente sînt cuarț-keratofirele, trahitele alcaline și porfiritele bazice cu aspect bazaltoid, în general sub formă de filoane.

c. *Complexul productiv superior* se dispune în continuitate de sedimentare peste complexul anterior și începe cu un nivel tufitic în care caracterul piroclastic se pierde treptat.

Acest nivel este rezultatul unei remanieri masive de pe suprafețele întinse acoperite de tufuri și lave, pe care se instalează treptat condiții favorabile depunerii faciesurilor cărbunoase.

În baza nivelului tufitic apar aglomerate, rezultate din remanierea trahitelor de la partea superioară a complexului anterior. Elementele acestor aglomerate, perfect rotunjite, au dimensiuni de 5—60 cm. Fără a vădi o sortare, ele sînt prinse — împreună cu material detritic grosier (cuarț și șisturi cristaline) — într-un pelit cineritic, fin, de culoare cenușie sau roșcată.

Urmează tufite de tranziție propriu-zise în care mai apar sporadic elemente rulate de roci efuzive. Cu mult înainte de dispariția elementului piroclastic din compoziția rocilor încep să apară intercalații centimetrice de cărbuni și resturi de plante.

Peste tufitele de tranziție, urmează un pachet gros de gresii, argile și strate de cărbuni, cu rare intercalații de tufuri acide. În depunerea acestui pachet se remarcă două etape:

— O etapă agitată, corespunzînd depunerii a ceea ce minerii numesc „culcuș", în care depozitele prezintă structură încrucișată cu frecvente variații laterale de facies. Stratele de cărbuni din culcuș apar sub formă de lentile, dispuse la diferite nivele. La partea superioară a orizontului de „culcuș" apar gresii arkoziene, foarte caracteristice.

— O etapă liniștită care începe cu depunerea unui strat continuu de cărbuni (stratul principal) care prezintă numai lentilizări de ordin secundar. Deasupra acestui strat se instalează în mod constant un nivel preponderent argilos-șistos, cu rare intercalații de gresii cu stratificație ritmică și tufuri. În condiții de intensă tectonizare, șisturile argiloase satinate devin solzoase, cu luciu emailat prin apariția a numeroase oglinzi de frictiune. De aici denumirea de „Glanzschiefer" sub care se cunosc.

În orizontul de șisturi lucioase au fost întîlnite cîteva nivele de concrețiuni sferosideritice (blackbanduri). Concrețiunile au formă în general ovoidă și dimensiuni cuprinse între 5 și 20 cm. Aceste șisturi sînt foarte bogate în substanță bituminoasă, ceea ce face ca prin oxidare, suprafețele expuse, de obicei brune, să devină cenușii-albicioase; ele ard cu mult fum și miros.

Deasupra șisturilor bituminoase se mențin rocile argiloase, în care mai apar intercalate mici lentile de cărbuni.

d. *Complexul gresos* încheie seria liasică și este alcătuit preponderent din gresii albe cuarțoase, uneori micacee, cu rare urme de plante și strate centimetrice de cărbuni. Către partea superioară se intercalează roci argiloase-nisipoase și nisipuri caolinoase. Culoarea rocilor devine adeseori galbenă-ruginie datorită oxizilor de fier.

Complexele productive ale liasicului conțin numeroase resturi de plante, studiate recent de A. Semaka (11), (12), (13). Pe baza asociației de plante descrise, acest autor a ajuns la concluzia că în timpul liasicului, a existat în regiunea Codlea o climă caldă și umedă, asemănătoare climatului subtropical actual.

2. Doggerul

Deasupra gresiilor albe, în valea Breitbach, s-au găsit conglomerate cuarțoase dure, peste care urmează gresii calcaroase cenușii și gresii galbene decalcifiate (vacuolare).

În continuare se așază gresii galbene argiloase cu *Serpula* sp., care fac trecerea la argile galbene, slab nisipoase. Acestea din urmă conțin la partea superioară un nivel de concrețiuni limonitice, concrețiunile avînd dimensiuni pînă la 30 cm.

Argilele galbene și nivelul concreționar sînt extrem de fosilifere. În urma determinărilor efectuate s-au recunoscut printre altele:

Pentacrinus scalaris Goldf.
Pinna radiata Münst.
Gresslya pinguis Ag.
Unicardium cognatum Phill.
Cucullea subdecussata Münst.
Astarte minimus Phill.
Pecten (Entolium) spathulatum Roem.
„ *(Camptonectes) saturnus* d'Orb.
Lima (Plagiostoma) tenuistriata Münst.
„ „ *cardiiformis* Sow.
Posidonia alpina Gras (foarte frecventă)
Goniomya proboscidea Ag.
Pholadomya murchisoni Sow.
Trigonia clavellata Park.
Modiola sowerbyana d'Orb.
„ *imbricata* Sow.
Gervillia acuta Sow.
Hecticoceras inflexum Gross.
Oxycerites cf. *fallax* Gueranger
Parkinsonia sp.
Belemnopsis canaliculatus Schlot.
Rhopaloteuthis gillieroni Liss.

Din fauna extrem de bogată, conținută de aceste argile, s-a determinat numai o parte. Din formele determinate însă, rezultă că sîntem în prezența bajocianului superior (parkinsonian) și a bathonianului.

În valea Breitbach, deasupra nivelului cu concrețiuni, apar calcare spatice cu silexuri, atribuite oxfordianului. Aici există probabil o lacună, provocată de cauze tectonice, deoarece în flancul vestic al sinclinalului, sub calcare cu silexuri, apar șisturi verzui sau roșcate cu radiolari și calcare detritice, care ar corespunde părții superioare a callovianului.

Atribuim astfel bajocianului inferior, conglomeratele, gresiile calcaroase cenușii și gresiile galbene vacuolare, iar bajocianului superior — bathonianului (probabil și callovianului inferior), argilele galbene cu *Posidonia alpina* Gras., formă frecventă în acest interval și în alte puncte din Carpați (9).

3. Malmul

Dezvoltat mai ales în facies calcaros recifal, malmul are în bază șisturi cu radiolari (callovian superior) peste care stau calcare detritice cu silexuri și calcare gresoase spatice (oxfordian).

Silexurile din calcar sînt de natură metasomatică. Ele apar lenticular sau sub formă de rețea neregulată. Culoarea rocilor este roșcată sau gălbuie, mai rar brună.

Calcarele detritice apar foarte rar, prezentînd textură în benzi datorită participării variate pe verticală a detritusului cuarțos și a cimentului calcaros.

Urmează calcare recifale masive, organogene. În cuprinsul lor s-au putut distinge două faciesuri care trec lateral unul în celălalt.

a) Faciesul recifal, comportă roci masive de culoare albă-cenușie sau gălbuie, în care se recunosc secțiuni de organisme de tip colonial, pe lîngă pachyodonte (*Diceras* sp.) și nerinee. S-au mai întîlnit cidaride, specii de *Lythophagus*, ammoniți etc.

b) Faciesul perirecifal este reprezentat prin brecii organogene, cu ciment marno-calcaros, de culoare verzuie sau roșcată. Elementele calcaroase ale breciei conțin fragmente de colonii sau corali solitari, cidaride (radiole sau plăci scheletice), briozoare, brachiopode (în special terebratulide) și numeroase moluște.

Către partea superioară a stivei de calcare acestea trec la depozite mai fine, sublitografice și la calcare oolitice și pseudoolitice. Aceste calcare sînt stratificate în plăci de 5—25 cm. Adeseori ele prezintă intercalații marno-calcaroase care amintesc depozitele neocomianului marnos-amonitic.

4. Neocomianul

În regiunea studiată, neocomianul apare arareori în poziție normală, fiind cunoscut mai ales din cuprinsul unor brecii tectonice, constituind în genere matricea acestora.

Este reprezentat prin marne și marno-calcare de culoare vînătă sau cenușie-verzuie, foarte fosilifere, însă, în urma solicitărilor tectonice, majoritatea formelor sînt fragmentare sau deformate. Dintre puținele resturi organice, în stare mai bună de conservare, s-au determinat *Crioceras duvali* Lév., *Desmoceras hemiptychum* Kil., *Desmoceras* sp., *Arca* sp. etc. Mai apar foarte numeroase exemplare de *Phylloceras*, lamellibranhiate și brachiopode. Foarte frecvent se întîlnesc resturi incarbonizate de plante.

În marno-calcare se găsește o foarte bogată microfaună, din care I. Costea a determinat următoarele forme:

Cristellaria galeata Reuss.
„ *papilosa* Cush.
„ *gibba* var. *acuta* Reuss.
Rotalia soldanii d'Orb.
Gaudryina laevigata Franke var. *pyramidata* Cush.
Dentalina deflexa Seitenansicht
„ *communis* d'Orb.
„ *legumen* (Reuss.)
„ *lorneiana* d'Orb.
Ammodiscus glabratus Cush. et Jarvis
Glandulina aff. *laevigata* d'Orb.
Pseudoglandulina tenuis Born.
Globigerina hoterivica Subb.
Globigerina cf. *creatacea* (d'Orb.)
Robulus crepidulus Fichtel et Moll.
Eponides repandus Fichtel et Moll.
Eponides sp.
Marginulina apiculata Reuss.
Epistomina stelicostata var. *granulosa* W. Bielecka
„ *nuda* Terq.
Lenticulina subulata Reuss.
Cyterella cf. *parallela* (Reuss).
coralieri — fragmente
brachiopode (forme embrionare)
gasteropode: *Trochidae* (probabil *Aderobidae*)
resturi scheletice de pești

În secțiuni subțiri s-au mai întîlnit rare testuri de radiolari epigenizați cu calcit, fragmente de radiole, plăci scheletice de crinoizi, precum și numeroase valve de ostracode.

Putem deci să admitem ca certă prezența hauterivianului și, în parte, a barremianului. Analize micropaleontologice mai detaliate vor fi în măsură să aducă elemente noi pentru cunoașterea vîrstei acestor terenuri. Este interesant mai ales de știut, dacă elementele calcaroase din aceste brecii provin toate din malm, sau participă și calcare mai noi, barremian-apțiene, interval asupra căruia nu deținem deocamdată elemente certe.

Cu aceste marne se încheie sedimentarea depozitelor jurasice și eocretacice care participă la alcătuirea zonei de Măgura Codlei.

Urmează conglomerate poligene neocretacice, transgresive și discordante pe substrat.

B. ZONA DE CRISTIAN

Această zonă se dezvoltă în partea de est a regiunii cercetate prezentînd formațiuni sedimentare identice cu cele descrise de E. Jekelius la Cristian (4), (5). Continuitatea acestei zone către est a fost stabilită recent prin forajele executate de Comitetul geologic în Cîmpia Bîrsei.

1. Permianul

Peste micașisturi și cloritoșisturi, într-un prim ciclu de sedimentare, se depun gresii și microconglomerate cuarțoase, de culoare roșie-violacee, mai rar cenușie, cu intercalații de conglomerate cuarțitice, puternic cimentate. Elementele conglomeratelor, colțuroase sau ușor rotunjite, au diametrul pînă la 10 cm. Către partea superioară apar gresii micacee, șistoase și șisturi argiloase roșii cu pete cenușii-verzui.

În complexul descris se intercalează porfire cu cuarț, de culoare roșcată și tufuri compacte de culoare brună-verzuie.

În totalitatea lui, permianul este slab metamorfozat, mai ales în partea de nord a regiunii, ceea ce ne-a făcut să presupunem vecinătatea unor corpuri intrusive sinorogene, legate de ultimele mișcări variște. Reamintim existența unor apofize de granognaise care străpung complexul verrucanic din valea Breitbach în vecinătatea cărora s-au observat și fenomene de contact (cuarțitizarea conglomeratelor și gresiilor, precum și cornifierea parțială a șisturilor argiloase).

Pe criterii geometrice și prin analogie cu ceea ce în alte regiuni se descrie sub numele de „verrucano", acordăm întregului complex vîrsta permiană.

2. Triasicul

a. *Triasicul inferior* (*werfenian*) este reprezentat prin ambele sale nivele și se dispune discordant peste complexul roșu de vîrstă permiană.

Începe cu un pachet de gresii galbene, grosiere, slab micacee, masive și nemetamorfozate și șisturi argiloase, ușor tufacee, de culoare brună sau verzuie, peste care se instalează șisturi marnoase și marno-calcare în plăci.

Marno-calcarele, bine stratificate, se dispun în plăci groase de 2—5 cm, separate de intercalații subțiri de șisturi marnoase, foioase. Culoarea rocilor este brună sau negricioasă și ele sînt străbătute de o rețea deasă de diaclaze umplute cu calcit. Au conținut ridicat de substanță bituminoasă, pusă în evidență prin mirosul fetid ce-l emană la izbire și prin decolorarea suprafețelor expuse, ca rezultat al oxidării. Pe suprafețele șisturilor marnoase care separă plăcile, apar adesea eflorescențe de săruri, probabil de sulfați.

Din aceste marno-calcare, E. Jekelius (5) citează *Myophoria costata* Zenk. și impresiuni de *Gervillia* și *Pecten* sp., pe baza cărora le paralelizează cu cele din Perșani, atribuindu-le werfenianului superior (= Campil). În acest fel orizontul greso-argilos care le suportă, poate fi atribuit werfenianului inferior (= Seis), cu care începe al doilea ciclu de sedimentare în zona de Cristian.

b. *Triasicul mediu* este dovedit recent de A. Semaka [1]) care citează de la Vulcan un exemplar de *Ceratites trinodosus* Mojs., caracteristic trisianului superior. Pe teren se observă de altfel către est o creștere a masivității rocilor, apărînd calcare bituminoase negre sau cenușii-brune, foarte asemănătoare cu cele atribuite de E. Jekelius la Cristian (5), anisianului (calcare de Guttenstein).

3. Jurasicul

Liasicul apare fragmentar într-o zonă foarte restrînsă și acoperită. El se dispune sub forma unei fîșii orientată VSV—ENE, între valea Breitbach și pîrăul Mămăligii, în relații încă neclare cu restul structurilor din regiune.

Au fost întîlnite astfel, sporadic, șisturi argiloase-bituminoase, gresii albe, slab cărbunoase și gresii galbene sau cenușii, micacee, foarte calcaroase, uneori spatice. Acestea din urmă sînt foarte fosilifere și întru totul asemănătoare, litologic și faunistic, cu cele descrise de E. Jekelius (5) la Curmătura și Cristian. Același autor a citat aceste gresii și în valea Breitbach, unde colectînd trigonii și resturi de belemniți, le-a paralelizat cu cele de la Cristian, acordîndu-le vîrsta toarciană.

Din aceste gresii am recoltat numeroase resturi organice care confirmă vîrsta acordată de E. Jekelius. Printre acestea sînt:

Posidonia sp.
Dumortieria cf. *radians* Rein.
Grammoceras striatulum Sow.
„ *thouarsense* d'Orb.
Acrocoelites sp.

Fauna mai cuprinde: crustacei, brachiopode, lamellibranhiate, printre care numeroase trigonii, belemniți și numeroase specii de ammoniți.

[1]) *Op. cit.*

În relație cu gresiile toarciene, în valea Mămăligii s-au întîlnit trahite alcaline. De remarcat asociația identică cu cea de la Curmătura (Or. Stalin) și valea Baciului (5).

Peste aceste gresii, fără a se putea preciza raporturile, se dispun gresii argiloase, aparținînd doggerului inferior peste care se dispune un pachet gros de marne șistoase, micacee, de culoare cenușie-gălbuie, în care s-au întîlnit către partea superioară :

Macrocephalites (*Dolikephalites*) *subcompressus* Waagen
Posidonia alpina Gras.
Belemnopsis sp.

Pe baza acestor resturi s-a atribuit întregul pachet de marne doggerului superior și callovianului inferior.

Malmul calcaros este reprezentat prin calcare recifale și nu apare în limitele perimetrului cercetat, ci mai la nord unde sînt exploatate în carieră la sud-vest de Codlea.

Neocomianul nu s-a întîlnit, fiind depășit probabil de conglomeratele neocretacice.

C. CONGLOMERATELE POLIGENE NEOCRETACICE

După mișcările austrice, regiunea este din nou invadată de mare, depunîndu-se discordant un puternic pachet de conglomerate poligene. În alcătuirea acestora intră mai ales elemente de calcare și șisturi cristaline. Cimentul este greso-argilos.

Conglomeratele sînt stratificate în bancuri de 20—100 cm, separate uneori de intercalații gresoase. Către partea superioară trec la gresii grosiere și gresii fine, slab cimentate, a căror vîrstă nu poate fi încă precizată din lipsa resturilor organice. Conglomeratele se dezvoltă în partea de nord a regiunii studiate, între valea Breitbach și șesul Bîrsei.

E. Jekelius, bazat pe continuitatea lor aparentă deasupra marnelor neocomiene, acordă acestor conglomerate vîrsta apțian-albiană, echivalîndu-le cu conglomeratele de Bucegi (5).

Același autor atribuie conglomeratele și gresiile care apar la sud-vest de localitatea Vulcan (ieșind din cadrul hărții geologice, fig. 1) vraconian-cenomanianului, vîrstă confirmată și de studii mai recente în regiunea Tohanului.

Recunoașterile care le-am efectuat la Vulcan și mai la vest ne-au condus la concluzia că nu se poate face o distincție între conglomeratele de aici și cele din valea Breitbach și Dealul Munțișorul. Am atribuit în acest fel și conglomeratele poligene din partea de nord a regiunii cercetate bazei cretacicului superior (vraconian-cenomanian), rămînînd să se confirme și aici, ca și în alte puncte situate mai la sud, prezența unor termeni mai noi care pot fi reprezentați în gresiile ce se dezvoltă la partea superioară a pachetului de conglomerate.

D. CUATERNARUL

În regiune, cuaternarul este reprezentat prin pietrișurile pleistocene ale șesului Bîrsei și prin holocen (șesuri aluviale, numeroase conuri de dejecție și pături groase de material eluvial).

De un interes deosebit sînt grohotișurile calcaroase, care ocupă interfluviile din flancul estic al sinclinalului. Ele sînt resturi ale unor întinse prăbușiri de teren, consolidate și suspendate apoi pe un relief reîntinerit prin mișcările oscilatorii de la sfîrșitul pleistocenului.

TECTONICA

Soclul cristalin și învelișul său sedimentar constituie în regiunea cercetată o serie de structuri paralele, orientate NNE—SSV, alcătuind un edificiu avînd stil imbricat cu deversări către ESE.

Se disting două sinclinale umplute cu depozite sedimentare, separate de un anticlinal de șisturi cristaline epizonale. Flancul vestic al acestui anticlinal de șisturi cristaline suportă tectonic zona de Măgura Codlei, iar flancul estic este ușor deversat peste zona de Cristian al cărei fundament îl constituie.

În cele ce urmează facem o scurtă caracterizare structurală a unităților enumerate, fiecare din ele prezentînd unele particularități tectonice demne de relevat.

Gnaisele oculare deși apar în fundamentul zonei de Măgura Codlei, contactul lor vizibil cu sedimentarul se face de-a lungul unor falii dintre care cea mai vestică prezintă o încălecare marcată către est. Intersecția acesteia cu relieful dovedește căderi de 50—60° spre VNV. Suprafața de contact este foarte neregulată și prezintă zone de zdrobire pe ambele părți.

Sinclinalul intern. Constituie un rest din învelișul sedimentar al unei cordiliere vechi de șisturi cristaline, care cuprindea șisturi cristaline de mezo-catazonă, reprezentate prin gnaise oculare.

Succesiunea depozitelor sedimentare începe cu liasicul inferior, la sfîrșitul căruia o ultimă fază a mișcărilor cimmeriene vechi cutează ușor depozitele, peste care sînt puse în loc trahite și piroclastite trahitice. După o etapă de erupții bazice se reinstalează faciesul cărbunos, urmînd apoi faciesurile marine ale doggerului, malmului și neocomianului.

În timpul apțianului au loc mișcările austrice, cărora se datorează, în linii mari, actualul ansamblu structural al regiunii. Acum are loc încălecarea cristalinului de Făgăraș, împreună cu învelișul său sedimentar peste unitatea mai estică, de Cristian. În flancul vestic al sinclinalului, această încălecare este pusă în evidență prin redresarea și chiar răsturnarea depozitelor, iar în cuprinsul sinclinalului prin formarea de solzi și de cute strînse, deversate către est. Flancul estic a avut de suferit mai mult datorită faptului că învelișul sedimentar, parțial desprins de pe fundamentul său, a fost antrenat în fruntea acestuia pe o oarecare distanță către est, suferind laminări importante.

Pentru flancul estic, în afară de laminările din baza liasicului, laminări care includ şi gnaisele oculare din fundament, considerăm legate de aceste procese tectonice şi formarea breciilor deja menţionate.

Aceste brecii au fost întîlnite în lucrările subterane foraje şi la suprafaţă pe două aliniamente, dintre care cel vestic are o continuitate pe mai bine de 2 km în direcţie şi se urmăreşte pe mai mult de 500 m pe înclinare. Linia de apariţie a acestor brecii intersectează diagonal formaţiunile flancului estic al sinclinalului.

În constituţia acestor brecii, intră elemente angulare, cu dimensiuni foarte variate (5—500 cm) de calcar alb recifal sau varietăţi oolitice, prinse într-o matrice marnoasă în care s-au găsit ammoniţi şi microfaună cretacică inferioară. Neexistînd nici o îndoială asupra vîrstei cretacice inferioare a marnelor, rămîne a se mai stabili dacă între elementele calcaroase, pe lîngă calcare de Stramberg, participă şi calcare cretacice inferioare (barremian-apţiene).

Din punct de vedere genetic, considerăm aceste brecii ca o consecinţă a acţiunii efortului general tectonic dirijat V—E asupra depozitelor sedimentare ale zonei de Măgura Codlei, alcătuită în mare din două entităţi de plasticităţi diferite: lias-doggerul, ca succesiune incompetentă, şi malmul (solidar cu neocomianul marnos), ca succesiune competentă. Această constituţie a determinat cutarea disarmonică a întregii serii, placa de calcare, dezlipită de substrat, ajungînd să repauzeze pe termeni mai vechi (liasic sau cristalin).

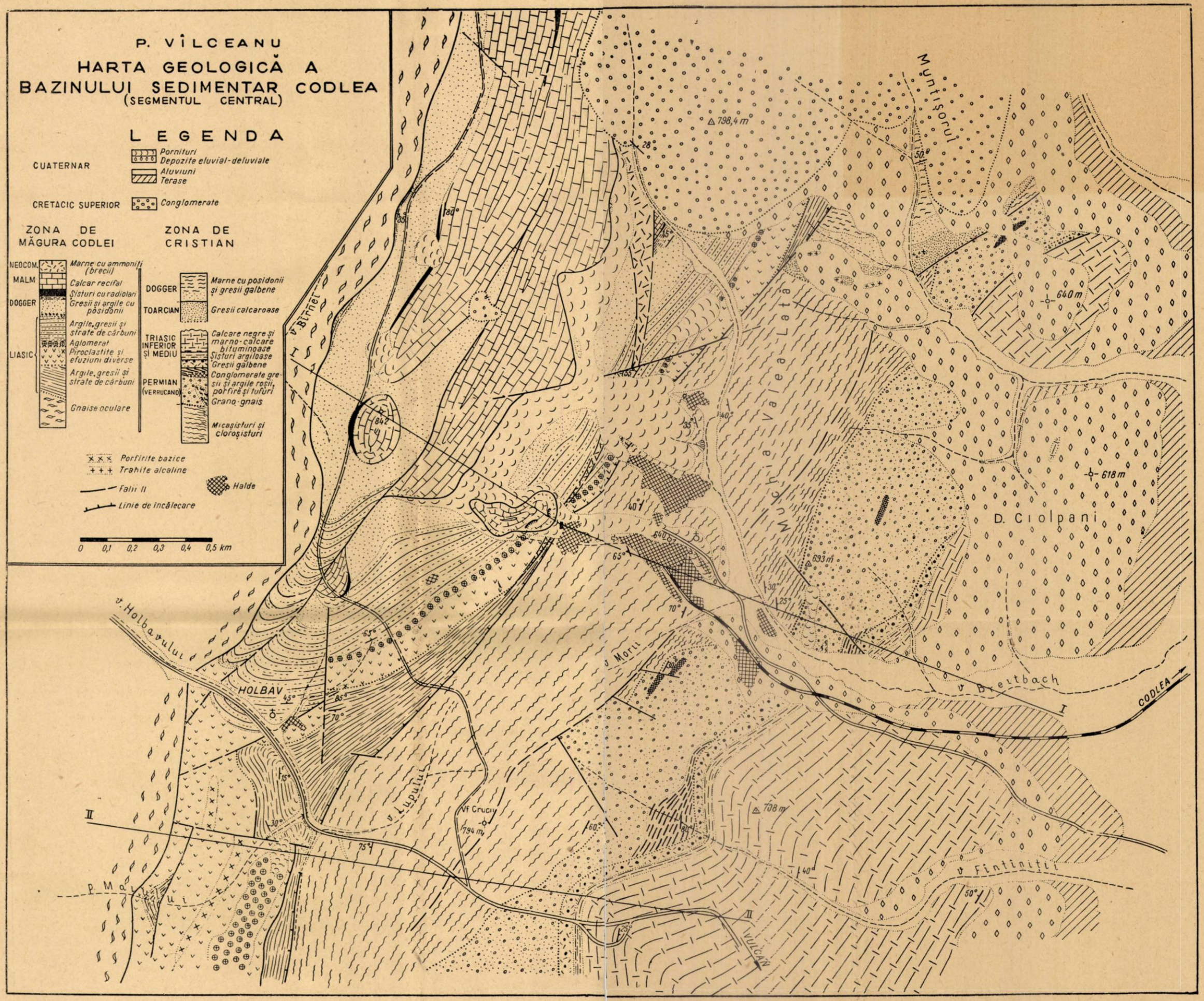
Mişcările ulterioare au putut determina prinderea malm-neocomianului, dezlipit şi alunecat spre est, în terenurile liasicului şi doggerului. Aceasta este una din explicaţiile plauzibile ale situaţiei în care întîlnim pene de brecii neocomiene încleştate în depozitele mai vechi, pe linii orientate diagonal faţă de direcţia structurală generală a flancului extern al sinclinalului.

Sinclinalul extern. Sinclinalul intern şi fundamentul său încalecă peste seria epizonală şi învelişul ei sedimentar, care formează un sinclinal larg (zona de Cristian).

În cadrul acestui sinclinal, sedimentarea începe în permian, la sfîrşitul căruia ultimele mişcări varişte cutează depozitele şi au loc intrusiuni acide. Aceste mişcări sînt bine puse în evidenţă la obîrşia văii Fîntînii, unde se observă dislocaţii radiale de mare amplitudine, care nu afectează însă triasicul inferior.

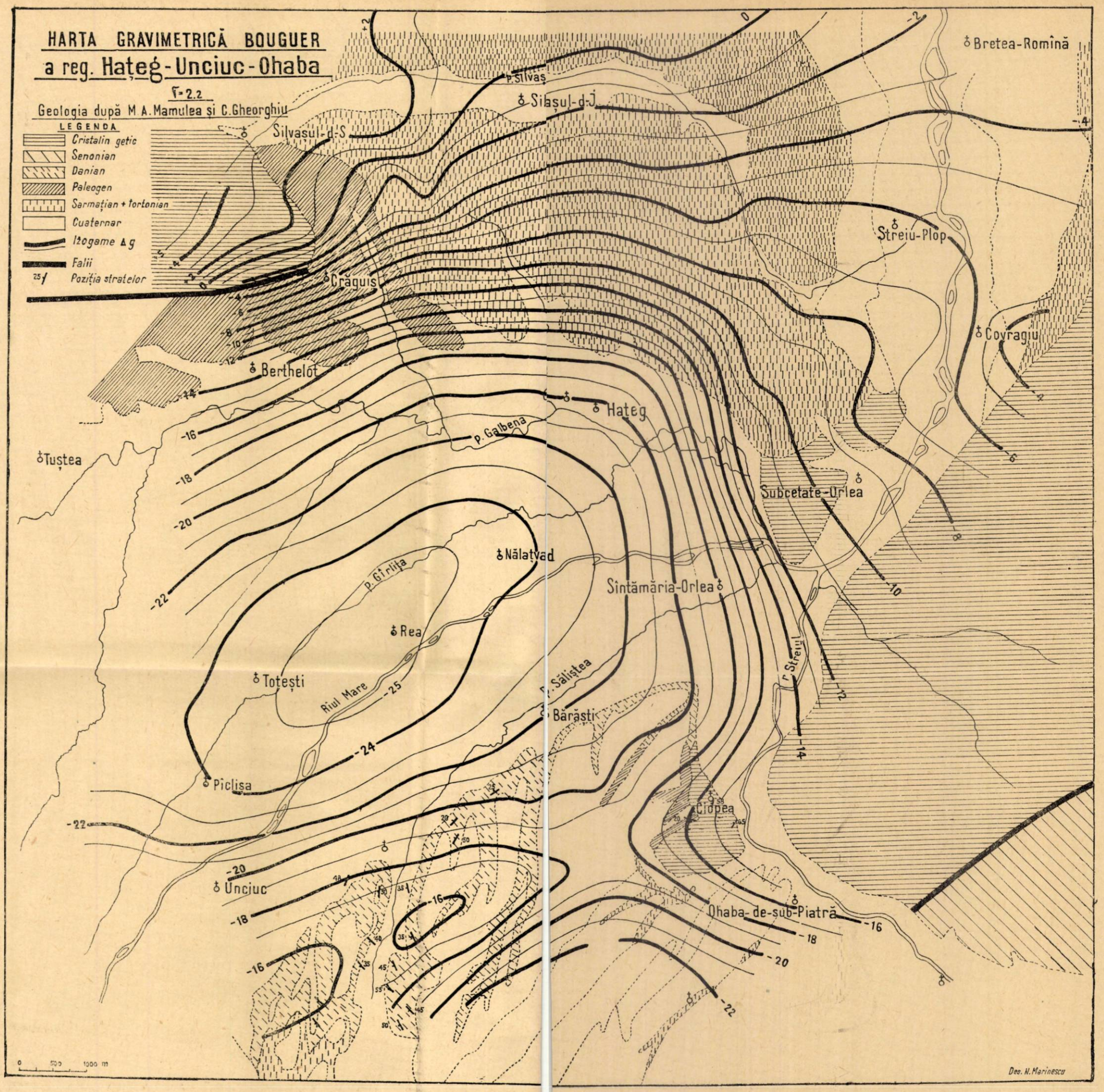
Triasicului superior îi corespunde o fază de exondare, în timpul căreia se formează un relief, invadat de mare în liasic, după care sedimentarea continuă probabil pînă în cretacicul inferior.

Mişcările austrice şi încălecarea cristalinului de Făgăraş afectează mai puţin această unitate, deoarece cea mai mare parte a efortului a fost suportată de depozitele sedimentare ale sinclinalului intern şi de cristalinul epizonal din fundamentul sinclinalului extern. De aceea, sedimentarul zonei de Cristian se prezintă sub forma unui sinclinoriu, cutat larg, din care în perimetrul cercetat nu aflorează decît flancul său vestic, avînd înclinări generale de 35—50° spre est.


P. VÎLCEANU
HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI SEDIMENTAR CODLEA
(SEGMENTUL CENTRAL)
LEGENDA
CUATERNAR
Pornituri
Depozite eluvial-deluviale
Aluviuni
Terase
CRETACIC SUPERIOR
Conglomerate
ZONA DE MĂGURA CODLEI
NEOCOM.
Marne cu ammoniți (brecii)
MALM
Calcar recifal
Șisturi cu radiolari
DOGGER
Gresii și argile cu posidonii
LIASIC
Argile, gresii și strate de cărbuni
Aglomerat
Piroclastite și efuziuni diverse
Argile, gresii și strate de cărbuni
Gnaise oculare
ZONA DE CRISTIAN
DOGGER
Marne cu posidonii și gresii galbene
TOARCIAN
Gresii calcaroase
TRIASIC INFERIOR ȘI MEDIU
Calcare negre și marno-calcare bituminoase
Șisturi argiloase
Gresii galbene
PERMIAN (VERRUCANO)
Conglomerate gresii și argile roșii, porfire și tufuri
Grano-gnais
Micașisturi și cloroșisturi
Porfirite bazice
Trahite alcaline
Falii II
Linie de încălecare
Halde
0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 km
Muntișorul
798,4 m
640 m
618 m
Valea Lata
D. Ciolpani
693 m
v. Birnei
842
v. Holbavului
HOLBAV
v. Morii
v. Breitbach
CODLEA
v. Lupului
Vf Crucii
794 m
708 m
v. Fintiniții
p. Maiului
VULCAN

c. 1271

Fig. 1


HARTA GRAVIMETRICĂ BOUGUER
a reg. Hațeg-Unciuc-Ohaba
σ=2.2
Geologia după M.A. Mamulea și C. Gheorghiu
LEGENDA
Cristalin getic
Senonian
Danian
Paleogen
Sarmațian + tortonian
Cuaternar
Izogame Δg
Falii
Poziția stratelor
Bretea-Romînă
Silvașul-d-S
Silașul-d-J
Streiu-Plop
Crăguiș
Covragiu
Berthelot
Hațeg
Tuștea
Subcetate-Orlea
Nălațvad
Sîntămăria-Orlea
Rea
Totești
Riul Mare
Bărăști
Piclișa
Ciopea
Unciuc
Ohaba-de-sub-Piatră
0 500 1000 m
Des. N. Marinescu

c. 1271

Fig. 2

Structurile austrice, odată create, sînt acoperite de mare la începutul cretacicului superior cînd se depune un puternic pachet de conglomerate de transgresiune. Acestea sînt cutate larg, flancurile cutelor avînd căderi de 30—35°.

CONCLUZII

La constituția geologică a regiunii Codlea participă un soclu cristalin și cuvertura lui sedimentară care se repartizează la două sinclinale aduse în relații tectonice către sfîrșitul cretacicului inferior.

Sinclinalul intern. Acest sinclinal are un fundament de șisturi cristaline mezo-catazonale reprezentate prin gnaise de injecție (gnaisele oculare de Cumpăna-Holbav), care suportă depozite sedimentare depuse într-o zonă internă, denumită zona de Măgura Codlei. Pachetul de depozite este alcătuit din liasic în facies de Gresten, cărbunos-bituminos, dogger gresoargilos cu ammoniți și *Posidonia alpina* Grass., malm calcaros recifal (calcare de Stramberg) și neocomian vazos-amonitic.

În timpul liasicului inferior au avut loc slabe mișcări plicative, în legătură cu care se dezvoltă însă un magmatism efusiv și subvulcanic foarte intens, caracterizat prin trahite alcaline și porfirite bazice.

Sinclinalul extern. În alcătuirea acestuia intră un fundament de șisturi sericito-cloritoase și micașisturi, peste care se așază depozitele sedimentare ale zonei de Cristian. Acestea încep cu permianul în facies verrucanic, cu intercalații de porfire și tufuri. Depozitele permiene sînt slab metamorfozate și cutate într-una din ultimele faze ale orogenezei varîste.

Urmează transgresiv triasicul inferior, nemetamorfozat, care cuprinde în bază depozite detritice, apoi marno-calcare, bituminoase și triasicul mediu (anisian). După o lacună, corespunzînd triasicului superior, se instalează — pentru scurtă vreme — faciesul cărbunos al liasicului inferior, care trece apoi la faciesuri marine (liasic mediu marin la Cristian). La partea superioară apar gresii calcaroase toarciene, cu posidonii și harpoceratide.

Doggerul și malmul calcaros sînt foarte asemănătoare acelora din zona de Măgura Codlei. Neocomianul nu a fost întîlnit în cadrul acestui sinclinal, fiind depășit de conglomeratele neocretacice.

După mișcările austrice marea invadează regiunea la începutul cretacicului superior, depunînd conglomerate poligene și gresii așezate transgresiv și discordant pe substrat.

Din punct de vedere tectonic s-a pus în evidență o structură de tip imbricat, cu revărsări spre est. Linia de încălecare a cristalinului de Făgăraș peste sedimentarul zonei de Măgura Codlei își pierde vechea semnificație, deoarece baza acestui sedimentar repauzează net transgresiv peste gnaisele oculare.

O linie mai importantă dacă există în regiune este situată mai la est, între depozitele sedimentare ale zonei de Măgura Codlei și fundamentul de șisturi cristaline epizonale ale zonei de Cristian.

К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОЛОГИИ РАЙОНА КОДЛЯ

РЕЗЮМЕ

В геологическом строении района Кодля участвуют кристаллические образования фундамента и его осадочный покров, слагающий две синклинали, образовавшиеся в результате тектонических движений в конце нижнего мела.

Внутренняя синклиналь. В этой синклинали инъекционные гнейсы фундамента перекрыты осадочными отложениями, представленными лейассовой фацией грестена, глинисто-песчанистой фацией доггера, заключающей фауну Posidonia, рифовыми известняками мальма (известняки Штрамберга) и илистой фацией с нуммулитами неокома.

В нижнем лейассе имели место складкообразовательные движения (нижнекиммерийская фаза) с интенсивной эффузивно-магматической и субвулканической деятельностью.

Внешняя синклиналь. В строении этой синклинали принимают участие эпизональные кристаллические сланцы фундамента и перекрывающие их осадочные отложения, в основании которых развита пермская фация верруканo с прослойками туфов и порфиров. Пермские отложения слабометаморфизированы и смяты в складки в последней фазе варисцийской складчатости. Они трансгрессивно перекрыты неметаморфизированными нижнетриасовыми отложениями, сначала детритовыми, а затем мергелисто-известковыми и средне-триассовыми (анисийскими). После несогласия, соответствующего верхнему Триассу, следуют лейассовые отложения с более ярковыраженным морским характером. В общих чертах доггер и мальм носят тот-же характер, что и во внутренней синклинали.

После австрийских движений в начале верхнего мела наступила морская трансгрессия и отложила мощную пачку полигенных конгломератов, трансгрессивно и дисгармонично перекрывающих породы основания.

С тектонической точки зрения описываемый район отличается опрокинутой на восток складчатой структурой. Соединительная линия между кристаллическими образованиями Фэгэраша и осадочными отложениями внутренней синклинали потеряла свое значение, так как низы лейасса трансгрессивно залегают на очковых гнейсах, а складчатость носит местный характер.

Более крупная тектоническая линия прослеживается восточнее, между осадочными отложениями внутренней синклинали и кристаллическими сланцами фундамента внешней синклинали.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая карта осадочного бассейна Кодля (центральная часть)
Рис. 2. — Геологические разрезы осадочного бассейна Кодля.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE CODLEA

RÉSUMÉ

Un socle cristallin et sa couverture sédimentaire, répartie entre deux synclinaux amenés en relations tectoniques vers la fin du Crétacé inférieur, participent à la constitution géologique de la région de Codlea.

Le synclinal intérieur. Dans ce synclinal, sur un soubassement formé de gneiss d'injection reposent des dépôts sédimentaires où prédomine le Lias en faciès de Gresten, suivi de Dogger gréso-argileux à Posydonies, Malm calcaire-récifal (calcaires de Stramberg) et Néocomien marneux à Ammonites.

Pendant le Lias inférieur ont eu lieu des plissements (phase cimmérienne ancienne) dont une conséquence a été le développement d'un magmatisme effusif et subvolcanique très intense.

Le synclinal extérieur. Dans la composition de celui-ci on distingue un soubassement de schistes cristallins épizonaux, recouvert de dépôts sédimentaires où prédomine le Permien à faciès de verrucano à intercalations de tufs et de porphyres. Les dépôts permiens sont légèrement métamorphisés et plissés au cours de l'une des dernières phases de l'orogénèse varisque. Suivent, transgressivement et non métamorphisés, le Trias inférieur, détritique d'abord, puis marno-calcaire, et le Trias moyen (Anisien). Après une lacune, correspondant au Trias supérieur, suit le Lias au caractère marin plus prononcé. Le Dogger et le Malm ont, dans leurs grandes lignes, le mêmes caractères que dans le synclinal intérieur.

Après les mouvements austriques, la mer inonde la région au début du Crétacé supérieur, déposant un fort paquet de conglomérats polygènes disposés de façon transgressive et discordante sur les structures sous-jacentes.

Au point de vue tectonique, la région présente une structure du type imbriqué à débordements vers l'Est. La ligne de contact entre le Cristallin de Făgăraș et le sédimentaire du synclinal intérieur perd son ancienne signification état donné que la base du Lias repose de façon nettement transgressive sur les gneiss oculaires, le caractère de chevauchement n'étant que local.

Une ligne plus importante ressort plus à l'Est, entre les dépôts sédimentaires du synclinal intérieur et le soubassement de schistes cristallins du synclinal extérieur.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique du bassin sédimentaire de Codlea (segment central).
Fig. 2. — Profils géologiques à travers le bassin sédimentaire de Codlea.

BIBLIOGRAFIE

1. Jekelius E., *Mesozoische Faunen der Berge von Brasso.* Jahresb. k. ungar. geol. Anst., 1916, vol. XXIV, nr. 3.
2. — *Asupra Foraminiferelor din niște marne neocomiane din Carpații de Sud.* Dări de seamă Inst. geol., 1920, vol. VIII.
3. — *Structura geologică a regiunii liasice cu cărbuni de la Vulcan-Codlea.* Dări de seamă Inst. geol., 1922, vol. X.
4. — *Cărbunii liasici din împrejurimile Brașovului.* Stud. tehn. și ec., Inst. Geol. Rom., 1923, nr. 3, fasc. 1.
5. — *Das Gebirge von Brașov.* An. Inst. geol. rom., 1938, vol. XIX.
6. Manilici V., *Studiul petrografic al rocelor eruptive mesozoice din reg. Poiana Mărului-Sinca Nouă.* An. Com. geol., 1956, vol. XXIX.
7. Murgeanu Gh. și Patrulius D., *Cretacicul superior de pe margina Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția geologie și geografie, t. II, nr. 1, 1957.
8. Oncescu N., *Région de Piatra Craiului-Bucegi.* Ann. Inst. Géol. Roum., 1943, vol. XXII.
9. Patrulius D., *Corelarea Doggerului sup. și a Malmului din Carpații Orient.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. II, nr. 2, 1957.
10. Schmidt O., *Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale M. Făgărașului.* Dări de seamă Inst. geol., 1930. vol. XV.
11. Semaka A., *Contribuțiuni la flora liasică de la Vulcan-Codlea. I.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, t. VI, nr. 3, 1954.
12. — *Contribuțiuni la flora liasică de la Vulcan-Codlea. II.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. I, nr. 1—2, 1956.
13. — *Contribuțiuni la flora liasică de la Vulcan-Codlea.* III, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. II, nr. 2, 1957.
14. Wachner H., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Volkany und Keresteny-falva.* Jahresb. der k.. ung. geol. Anst., 1913.
15. — *Bericht über die im Sommer 1916 im Persanyer Gebirge ausgeführten geol. Aufnahmen.* Jahresb.der kgl. ung. geol. Anst. für 1916.

ASUPRA ORIGINII MINERALIZAȚIEI APELOR TERMALE DE LA BĂILE-HERCULANE

DE

VICTOR CORVIN PAPIU

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 19 mai 1959

CONSIDERAȚII GENERALE

Scopul acestei lucrări este de a da o explicație mai completă genezei mineralizației apelor termale de la Băile-Herculane, pe baza datelor geologice, petrografice, geochimice și geofizice pe care le deținem pînă în prezent. Pentru aceasta ne-am folosit, în afară de observațiile de teren și de datele publicate, de rezultatele obținute în urma forării a două sonde în stațiune de către Institutul de balneologie și fizioterapie din Ministerul Sănătății și Prevederilor Sociale, cum și de analizele chimice de ape minerale și de datele topografice care ne-au fost furnizate de această instituție. Am consultat de asemenea harta geologică la scara 1 : 10 000, încă nepublicată, a acad. Al. Codarcea.

Vechile interpretări, care pun mineralizația și temperatura acestor ape pe seama unei activități juvenile în legătură fie cu punerea în loc a granitului de Cerna (11), (17), fie cu un vulcanism de vîrstă terțiară (19), (20) reprezintă o etapă de mult depășită.

Majoritatea cercetătorilor actuali sînt de acord să atribuie termalitatea apelor, încălzirii sub influența gradientului geotermic, a unor ape vadoase, pătrunse pînă la mari adîncimi pe calea unor fracturi majore. Această ridicare de temperatură le-ar conferi și o capacitate superioară de dizolvare, explicînd astfel procesul de mineralizare (1), (2), (3), (7), (14), (6). G. Athanasiu (3), studiind radioactivitatea apelor, împarte izvoarele de la Băile-Herculane, în patru grupe după gradul de radiație, corespunzînd formațiunilor din care apar, și anume :

1. Izvoarele din sud cu radioactivitate redusă și a căror legătură cu granitul rămîne problematică (izvoarele dintre 7 Noiembrie și Crișan inclusiv).

2. Izvoarele din nord, în corelație cu granitul subjacent, prezentînd o radioactivitate ridicată (Hygeea — Hercules).

3. Izvoarele de la Șapte Izvoare cu radioactivitatea cea mai mare, în care separă două grupe : *a*) izvoarele de pe versantul stîng al Cernei cu o radioactivitate mai redusă și *b*) izvoarele de pe dreapta văii Cernei care dețin radioactivitatea maximă din R.P.R.

O împărțire în general analogă ni s-a impus și nouă din primul moment, atît din datele geologice, cît și din caracterele chimice ale apelor.

CONSIDERAȚII GEOLOGICE

Studiile acad. Al. Codarcea, culminînd cu lucrarea de sinteză asupra Carpaților bănățeni (8) și în ultimul timp, cu o ridicare la scara 1 : 10 000 a regiunii Băilor-Herculane[1]), au pus în evidență existența unor importante linii tectonice de-a lungul văii Cernei, cum și a zonei de rădăcină a duplicaturii de Cerna, învederată între altele, prin alternanța de calcare jurasice recifale și lame granitice, care se constată în pereții versanților văii Cernei. Din studiile acestui autor rezultă că, în afară de granitul de Cerna și de cristalinul autohtonului danubian, formațiunile care alcătuiesc seria de Cerna sînt conglomeratele permiene, gresiile și microconglomeratele arkoziene liasice, gresiile spatice doggeriene, calcarele recifale jurasic-neocomiene și șisturile negre marno-calcaroase atribuite hauterivianului (?) și baremianului și înglobate sub denumirea de strate de Nadanova[2]). Ceva mai spre sud de stațiune apar elementele flișului de Arjana cu calcare recifale asociate cu ofiolite (diabaze).

Formațiunile seriei de Cerna au fost străbătute într-un prim sondaj, executat în toamna anului 1956 de Institutul de balneologie și fizioterapie din Ministerul Sănătății și Prevederilor Sociale în centrul stațiunii, pentru ameliorarea aprovizionării cu ape termominerale. El a parcus seria calcarelor recifale cu intercalații de mici sinclinale de șisturi de Nadanova, apoi microconglomeratele și gresiile arkoziene liasice, ajungînd la 267 m în granit. Într-un studiu petrografic și geochimic asupra rocilor extrase din acest sondaj, am examinat condițiile de litogeneză care au determinat caracterele depozitelor din zona Cerna (15). Aceste date ne-au condus la o seamă de concluzii privind însăși geneza mineralizației apelor, legată de o tectonică locală. Un nou sondaj, executat la circa 600 m în amunte (la izvorul Hercules) a confirmat în întregime supozițiile noastre făcute pe baza datelor primei sonde.

În punctul în care s-a executat primul sondaj (pe dreapta văii Cernei), peste calcarele recifale sînt placate șisturile de Nadanova. De altfel, în seria calcaroasă, sondajul a arătat existența a repetate linii de faliere după care calcarele sînt puternic zdrobite și de-a lungul cărora apar intercalațiile de șisturi de Nadanova citate, corespunzînd unor sinclinale strivite între

[1]) Harta geologică a regiunii Băile-Herculane (manuscris).

[2]) Cercetările recente ale lui D. Mercus (1959) au arătat prezența formelor de *Globotruncana*, pe baza cărora vîrsta stratelor de Nadanova trebuie ridicată pînă în cenomanian.

calcare; liniile de slabă rezistență sînt și căi de acces pentru apele termominerale. La suprafață, șisturile se pot urmări pînă în versantul meridional al unui minuscul torent, afluent pe dreapta văii Cernei, de unde, pe malul stîng, apar brusc calcare masive. În amunte, aceste calcare se dezvoltă, cu intercalații de șisturi de Nadanova, pînă la izvoarele Hygeea și Hercules, ceva mai în amunte apărînd atît orizontul dolomitic bazal cît și granitul de Cerna. Acesta din urmă se menține apoi, cu exclusivitate, pînă la punctul Șapte Izvoare, sursele de aici ieșind din granit și depunînd chiar sulf la gură. Circa 30 m în amunte, apar însă calcare recifale și elemente de șisturi de Nadanova. Izvoarele de pe malul drept al Cernei, apar aici direct din granite, fără nici o legătură cu vreo ivire de sedimentar. În avale de baia Cloșca se dezvoltă în schimb din ce în ce mai larg seria sedimentară argilo-marnoasă, granitul rămînînd la adîncimi mult mai mari.

Sondajul de la izvorul Hercules a pătruns, după 37 m, într-o lamă de granit după care a traversat din nou o zonă de calcare reintrînd, la circa 55 m, în gresii și conglomerate arkoziene, care uneori se pot confunda perfect cu însuși granitul (granite reconstituite); la 65—70 m, sondajul a pătruns din nou în granite. Se remarcă astfel existența clară a unei denivelări față de zona parcursă de sondajul de la baia Cloșca, precum și a unei structuri deosebite pentru compartimentul străbătut de acest sondaj, ridicat cu cel puțin 200 m față de precedentul.

Dacă situăm acum diferitele izovoare pe formațiunile geologice respective, constatăm următoarele:

Grupul meridional (7 Noiembrie, izvor de stomac, izvor de ochi și izvorul Horia) se situează în domeniul exclusiv al marnelor și argilelor aparținînd seriei de Nadanova și eventual duplicaturii flișului de Arjana.

Izvoarele Cloșca (1), (2), Dragalina și Crișan se găsesc într-o zonă în care apar calcare recifale jurasic-neocomiene asociate cu seria de Nadanova.

Izvoarele din grupul Hygeea — Hercules țîșnesc din calcare recifale.

Grupul de izvoare de pe stînga Cernei, de la Șapte izvoare se găsește în granite, în imediata apropiere a contactului tectonic dintre acestea și calcarele recifale cu șisturi de Nadanova.

Sursele de pe dreapta Cernei, de la Șapte Izvoare, ies la zi din granite fără nici un indiciu de sedimentar în apropiere.

Pe baza observațiilor menționate, am ajuns în mod logic la următoarele concluzii tectonice care, după cum vom arăta mai departe, sînt confirmate în bună parte de caracterele chimice și de radioactivitate ale apelor. Aceste date dau posibilitatea extinderii concluziilor trase.

1. Sondajul de la baia Cloșca a străbătut un compartiment denivelat tectonic și coborît cu cel puțin 200 m față de compartimentul străpuns de sondajul de la izvorul Hercules. Denivelarea este impusă de o falie transversală (falia Cloșca), mai mult sau mai puțin perpendiculară pe sistemul de fracturi orientat nord-sud, care delimitează la est sîmburele granitic al văii Cernei. Această falie ar prezenta cîteva mici ramificații secundare conjugate și ar fi amplasată între izvoarele Cloșca în sud și izvorul Dragalina în nord. Între acesta și izvorul Cloșca este o distanță foarte mică. Chimismul apelor confirmă ipoteza.

2. Grupul de izvoare Hygeea—Hercules pare a fi legat de o linie de fractură transversală care rezultă atît din relațiile dintre calcare și șisturile de Nadanova, cît și din apariția granitului de Cerna, care se dezvoltă apoi continuu în amunte (falia Hercules).

3. O falie transversală mai profundă s-ar găsi în regiunea Șapte Izvoare, aducînd compartimentul granitic la nivelul calcarelor și seriei de Nadanova. În felul acesta, compartimentul mare dintre falia Cloșca și falia Șapte Izvoare ne apare ridicat față de cele de la nord și sud și accidentat la rîndul său de falia Hercules. Aceasta separă un compartiment nordic cu calcare, șisturi de Nadanova și granite (mai ridicat) de unul meridional coborît, din care granitele lipsesc.

După examinarea datelor referitoare la chimism și radioactivitate, vom încerca o extrapolare a acestor concluzii și pentru restul izvoarelor din sud.

CHIMISMUL ȘI RADIOACTIVITATEA APELOR

Pentru studiul chimismului apelor minerale de la Băile-Herculane ne vom referi la analizele Gabrielei Ciortan-Pitulescu (6), la unica analiză pe care o cunoaștem asupra apelor de la Șapte Izvoare (5) și, mai cu seamă, la analizele din 1951 executate de chimiștii Institutului de balneologie și fizioterapie al Ministerului Sănătății și Prevederilor Sociale: M. Baldovin, E. Cerchez, E. Deleanu, B. Demayo, M. Mociorniță, D. Narti, Fr. Schlessinger, A. Savel, redate în tabloul nr. 1. În tabloul nr. 2 se prezintă în paralel concentrația ionică, radioactivitatea apelor, temperatura formațiunilor din care apar și liniile de dislocare.

Din aceste date rezultă că toate apele termominerale de la Băile-Herculane răspund definiției de „apă termală sulfuroasă, clorosodică, calcică, hipotonică"; izvoarele Dragalina și Hygeea sînt și „ușor carbonatate", iar izvorul Hercules mai primește completarea de „magnezian" (M. Mociorniță) sau alteori calificarea simplă de „clorosodic" (5) sau „clorosodic slab iodurat" (6). Remarcăm variația excepțională a chimismului, temperaturii și debitului la izvorul Hercules, în funcție de variațiile meteorice (concentrația = 0,250‰ la temperatura = 15°, după M. Mociorniță, la 12.II.1951 și egală cu 2,261‰, după M. Bodiu și G. Ciortan care menționează variații de temperatură între 18 și 54° (6)). Aceste observații denotă aporturile de apă meteorică pe care le primește izvorul și pe care, într-o lucrare recentă[1]), Tr. Dinculescu și colaboratori au arătat că se datorează decantărilor periodice ale unor izvoare naturale (din grote) situate în masa calcarelor recifale; autorii explică chiar mecanismul acestor procese în funcție de variația debitului și temperaturii apei.

Pe de altă parte, se constată în mod evident, un raport invers între concentrația apelor și valoarea radioactivității. Concentrația scade de la

[1]) Tr. Dinculescu, S. Ștefănescu și L. Baloc, *Contribuțiuni la rezolvarea problemei izvorului Hercules*. Comunicare Soc. șt. med. Băile-Herculane, aprilie, 1958.

sud spre nord paralel cu creşterea radioactivităţii. Din analiza acestor date rezultă următoarele:

1. Grupul meridional, de la sud de izvorul Dragalina, prezintă concentraţia maximă (între 6,989‰ pentru izvorul 7 Noiembrie şi 5,666‰ pentru izvorul Cloşca 2), iar radioactivitatea minimă (sub 0,40 m μ c/l). Se remarcă prezenţa constantă a H_2S în cantităţi ridicate (între 0,0313‰ la izvorul de ochi şi 0,0435‰ la izvorul Cloşca 1). Această concentrare scade brusc la izvorul Dragalina (1,603 şi 0,0095‰ H_2S), pentru a suferi o uşoară ridicare (3,246‰) în izvorul Crişan, unde H_2S scade însă şi mai mult (0,0020‰). Este locul să subliniem de asemenea prezenţa K în cantităţi mult mai ridicate în apele grupului de la sud de izvorul Dragalina şi la izvorul Crişan.

Radioactivitatea minimă sub 0,40 mμ c/l după C. A. Ionescu (10), în grupul meridional creşte brusc în apa izvorului Dragalina (1,44 mμ c/l) (cu toate că temperatura acestuia este mult mai scăzută), spre a se menţine apropiată în apa izvorului Crişan (1,38 mμ c/l).

2. Grupul central (Hygeea—Hercules) prezintă o mineralizaţie foarte scăzută şi radiaţia cea mai mare, depăşită numai de grupul Şapte Izvoare.

3. Grupul Şapte Izvoare prezintă cea mai scăzută concentraţie ionică (1,009‰) alături de radioactivitatea cea mai ridicată din R.P.R.: între 2,10—2,50 mμ c/l pentru izvoarele de pe stînga şi pînă la 23,25 mμ c/l pentru cele de pe dreapta Cernei (3).

ORIGINEA MINERALIZĂRII APELOR

În lumina celor expuse mai sus am conchis că apele vadoase din care iau naştere apele termominerale îşi găsesc drum spre nivelele profunde cu temperaturi ridicate ale scoarţei, pe zonele de joncţiune dintre faliile majore, paralele cu valea Cernei şi cele secundare dispuse mai mult sau mai puţin perpendicular pe acestea. Ridicarea temperaturii înlesneşte solubilizarea elementelor din roci, iar alcalinizarea, trecerea în soluţie a silicei care precipită apoi, pe măsură ce scade temperatura şi creşte concentraţia. Ascensiunea spre suprafaţă a apelor are loc, în bună parte, de-a lungul zonelor de faliere şi zdrobire recunoscute în sondajul amintit şi caracterizate regulat prin iviri abundente de ape termale. Este natural deci să se remarce o evidentă corelaţie între alcătuirea geologică şi caracterele apelor respective. Formaţiunile argiloase de tipul şisturilor de Nadanova sau depozitelor flişului de Arjana determină concentraţia ionică ridicată a izvoarelor grupului meridional. Din acest motiv, ionul K^+ este mult mai frecvent decît în celelalte izvoare. Monosulfura fieroasă coloidă, supusă acţiunii vaporilor de apă supraîncălziţi, furnizează hidrogenul sulfurat. Procesul a fost reprodus în laborator de M. Filipescu, E. Mînişor şi S. Repanovici (9), care au obţinut sulf prin supunerea piritelor acţiunii vaporilor de apă supraîncălziţi la 300°, avînd ca produşi intermediari monosulfura feroasă şi apoi H_2S. Este evident că vapori cu temperaturi mai scăzute, acţionînd însă timp de secole direct

Tabloul

Compoziția chimică a apelor de la Băile-Herculane (după datele Institutului de

Ioni	Izvo				
	7 Noiembrie	de stomac	de ochi	Horia	Closca 1
	1 *)	2	3	4	5
Cl^-	4,1130	3,7807	3,7221	3,7534	3,2917
Br^-	0,0200	0,0025	0,0052	0,0030	0,0014
I^-	0,00082	0,00063	0,0006	0,00049	0,0004
NO_3^-	urme	0,0004	0,0006	absent	0,0009
NO_2^-	absent	urme	absent	0,0003	urme
SO_4^-	0,0275	0,0205	0,0951	0,0323	0,0038
$S_2O_3^-$	0,0134	0,0178	0,0045	0,0269	0,0221
PO_4^-	—	urme	urme	—	—
SH^-	0,0125	absent	0,0053	absent	0,0012
CO_3H^-	0,0989	0,1325	0,0754	0,1287	0,1329
Na^+	1,5785	1,4521	1,4196	1,4700	1,2735
K^+	0,0490	0,0667	0,0664	0,0619	0,0551
Li^+	0,0006	0,0012	0,0023	0,0014	0,0009
NH_4^+	0,0009	0,00004	0,000036	urme	0,0003
Ca^{+++}	0,9440	0,8809	0,8841	0,8618	0,7686
Mg^{++}	0,0231	0,0050	0,0036	0,0044	0,0030
Ba^{++}	—	absent	absent	—	absent
Sr^{++}	—	0,0044	0,0123	—	—
Fe^{++}	0,0002	0,00002	0,00003	0,0014	0,0004
Mn^{++}	urme slabe	0,00009	0,00005	—	—
Al^{+++}	urme	0,0008	0,0002	0,00044	0,00005
SiO_3H_2	0,0560	0,0569	0,0658	0,05745	0,0542
BO_2H	0,0054	0,0181	0,0320	0,0148	0,0054
CO_2	urme	absent	absent	absent	0,0052
H_2S	0,0343	0,0438	0,0313	0,0367	0,0435
SO_2	0,0109	0,0096	0,0084	0,0097	0,0109
NH_2	urme	urme	0,00016	—	0,0003
Total $^0/_{00}$	6,98902	6,49468	6,43508	6,46504	5,67575

*) Analiști: 1 – Maria Baldovin (1951); 2 – Frederica Schlessinger (1951); 3 – B. Demayo 7 – Eugenia C. Deleanu (1951); 8 – Elena Cerchez (1951); 9 – Maria Baldovin (1951);

nr. 1

balneologie şi fizioterapie al Ministerului Sănătăţii şi Prevederilor Sociale)

r u l

Cloşca 2	Dragalina	Crişan	Hygeea	Hercules	Şapte Izvoare
6	7	8	9	10	11
3,2778	0,7791	1,7735	0,6750	0,0339	0,2660
0,0096	0,000032	0,0015	0,0041	urme	—
0,0006	0,000049	0,0003	urme slabe	absent	—
0,0009	0,00081	0,0002	0,0038	0,0037	—
absent	urme	urme	urme sl.	urme	—
0,0163	0,0168	0,1263	0,0572	0,0134	0,1144
0,0224	0,0266	absent	—	absent	—
—	absent	urme	0,0006	—	—
0,0026	absent	0,0039	—	absent	0,0924
0,1229	0,1606	0,06334	0,1291	0,1195	0,0390
1,2978	0,3073	0,7256	0,3060	0,0135	0,2575
0,0565	0,0147	0,0438	0,00127	0,0018	—
0,0008	0,0004	0,0011	0,00023	0,00009	0,0001
0,00027	urme	0,0003	urme slabe	urme	0,0010
0,7448	0,2141	0,4139	0,1690	0,0450	0,0520
0,0023	0,0104	0,0033	0,0064	0,0028	0,0015
—	absent	—	absent	—	—
—	0,0024	—	absent	—	—
0,00021	0,00056	0,0006	0,00002	0,0006	—
—	urme foarte slabe	0,00008	—	—	—
0,00047	0,00024	0,0002	0,00003	0,00105	—
0,0494	0,0509	0,0374	0,0331	0,0224	0,0311
0,0114	0,0053	0,0185	—	urme	0,1538
urme	0,0013	0,0071	absent	absent	urme
0,0360	0,0095	0,0020	—	absent	urme
0,0130	0,0022	0,0240	—	—	—
0,00008	urme	urme	urme	0,00005	—
5,66613	1,603291	3,2469	1,385855	0,25779	1,0090

(1951); 4 — Aurelia Savel (1951); 5 — Dimitrie Narti (1951); 6 — Mircea Mociorniţă; 10 — Mircea Mociorniţă (1951); 11 — Gabriela Ciortan-Pitulescu (1937).

Tabloul nr. 2

Raportul dintre constituţia apelor şi structura geologică la staţiunea Băile-Herculane*)

	Izvorul	Temperatura °C A	Temperatura °C B	Mineralizaţia g °/₀₀	Radioactivitatea mμ c/l	Formaţiunea mineralizantă			Falia
	Şapte Izvoare	42+ +)	a 46—55+) / b 43,5+)	b 1,0090+ +)	a 22+)	b 2,4+)	a granite	b granite şisturi marne calcare	Şapte Izvoare
Grupul central	Hercules	38+ +) 15	46+ + +) 36	2,2669+ +) 0,2577	3,99+ + +) 1,05		calcare +	granite	Hercules (?)
Grupul central	Hygeea	44	44	1,3858	4,17				
Grupul central	Despicătura	—	—	—	—				
	Crişan	47	49,5	3,2469	1,38		şisturi marnoase + calcare + granite		Cloşca
	Dragalina	24	24	1,6032	1,44				
Grupul de Sud	Cloşca 1 + 2	51	53	5,6757 5,6661	0,22		şisturi marnoase + calcare		
Grupul de Sud	Horia	50	53,5	6,4650	0,38		şisturi marnoase şi argiloase exclusive		falia meridională (??)
Grupul de Sud	Izvorul de ochi	53	55	6,4350	0,37				
Grupul de Sud	Izvorul de stomac	40	49,4	6,4946	0,23				
Grupul de Sud	Izvorul 7 Noiembrie	32	38,8	6,9890	0,35				

*) Valoarea radioactivităţii (mμc/l) după C. A. Ionescu completată cu analizele G. Athanasiu (+), G. Ciortan (++) şi A. Szábó (+++). Rubrica temperatură cuprinde în coloana A: temperatura apei analizate chimic, iar în coloana B: temperatura apei la dozarea radioactivităţii. La grupul Şapte Izvoare: a = malul drept; b = malul stîng.

asupra hidrolitului (coloid) din roci, conduc la aceleași rezultate. Aceasta este, după părerea noastră, originea H_2S din sursele de la Băile-Herculane. Ceilalți ioni provin din spălarea sedimentelor (salinitate rimanentă sau ioni adsorbiți pe complexe argiloase), mai cu seamă a sedimentelor argilo-marnoase. Abundența calciului rezultă, natural, din marne și calcare. Valorile scăzute ale emanației radioactive arată că, în sectorul meridional, granitul de Cerna, generatorul emanației, se află la un nivel foarte scăzut (în profunzime) și că materialul clastic aflat eventual în sedimentele de aici este, într-o măsură redusă, de natură granitică. G. Athanasiu (4) recunoaște prezența unei cantități ceva mai ridicate de radiu-element la izvorul 7 Noiembrie, a cărui radioactivitate este însă redusă. Considerăm că acest element rezultă din fixarea în timpul sedimentării pe complexele argiloase din mîlurile de origine, poate chiar prin intermediul organismelor. A. Szábó (18) deduce aceasta din faptul că radonul este cu mult mai abundent în ape decît ar trebui ca să corespundă cantității de radiu pe care o conțin acestea.

2. Schimbarea bruscă a concentrației ionice, precum și a radioactivității în izvorul Dragalina, față de izvorul Cloșca, arată că primul izvorăște din compartimentul ridicat, față de cel conținînd izvoarele meridionale, și denivelat prin falia Cloșca. În acest compartiment, șisturile de Nadanova au un rol subordonat. Aceeași concluzie rezultă și din creșterea valorii emanației, care arată apropierea fundamentului granitic și a depozitelor arkoziene [1]).

Analiza radiometrică a carotelor din sondele de la Băile-Herculane arată valori ridicate pentru granite, arkoze grosiere (granite regenerate) și gresii arkoziene fine și valori scăzute pentru seria calcaroasă și stratele de Nadanova. Valoarea ceva mai mare a unei probe de calcar negru se datorește poate substanței organice pe care o conține. Ușoara ridicare a concentrației apelor izvorului Crișan arată că linia de fractură urmată de acestea se suprapune probabil unui sinclinal strivit de șisturi de Nadanova.

3. Grupul central (Hygeea—Hercules) se caracterizează printr-o slabă mineralizație și printr-o ridicată radioactivitate. Aceasta se datorește faptului că apele apar în calcare, iar șisturile argiloase rămîn eventual la nivele superioare. Am menționat existența unei falii și în acest sector. Este știut că, în general, calcarele conțin procente foarte mici de ioni străini. Din analiza chimică a acestor roci (15) rezultă că, chiar în calcarele negre, procentul de sulfură feroasă este foarte scăzut, aceasta putînd uneori lipsi, în care caz roca este pigmentată numai cu substanță bituminoasă. Manganul și fierul sînt legate sub formă de carbonați și în procente infime. Din motive analoge se ridică cantitatea de calciu și apare puțin magneziu, provenit eventual din orizontul dolomitizat care se întîlnește la zi, dar care în sondajul menționat nu s-a întîlnit. Valorile mari ale

[1]) Carotajul radioactiv executat în sonda de la nord de baia Cloșca a arătat că sedimentele arkoziene posedă o radioactivitate aproape identică cu a granitului de Cerna (R. Molnar-Amărăscu, *Carotajul radioactiv de la sonda nr. 1. Băile-Herculane.* Comunicare la Institutul de balneologie și fizioterapie, 1958).

radiației γ se explică prin prezența în apropiere a rocilor fundamentului (granite și sedimente cu material granitic) prin care străbate rețeaua de fisuri.

4. Grupul faliei Șapte Izvoare (nordic) se caracterizează în primul rînd prin mineralizația slabă, dovedind că fisurile prin care a circulat apa străbat prin calcare (după sodiu, calciul fiind cel mai abundent cation) și, mai cu seamă, prin granite care le-au împrumutat radioactivitatea. Prezența H_2S se explică prin existența șisturilor seriei de Nadanova în regiunea faliei. Apele de pe dreapta Cernei, străbătînd numai prin granite, dețin radiația maximă din R.P.R. Mineralizația lor nu o cunoaștem, dar ar trebui să fie minimă.

5. Caracterul clorosodic al tuturor apelor de la Băile-Herculane indică spălarea unei salinități marine rimanente, iar prezența unor ioni mai rari ca Ba^{++}, I^-, Li^+, dovedește, după cum s-a mai afirmat (1), (6), (7), (8), originea superficială a acestor ape, argumentată de altfel și de absența CO_2 sau al oricărui indiciu de vulcanism neogen în regiune.

6. Considerăm deci că apele sînt de natură vadoasă, insinuate pe linii de fractură pînă la adîncimi care le conferă temperatura ridicată (circa 2 km).

Explicații analoge au fost date genezei multor ape termominerale, cum ar fi de exemplu cele de la nord de Caucaz (13), pentru care F. E. Makarenko (12) trasează chiar izolinii prin care se conturează zonele cu ape la egală temperatură impusă de gradientul geotermic.

Pentru explicarea caracterului termal al apelor de la vestul Munților Apuseni (Moneasa, Vața-de-Jos, Victoria-Felix, 1 Mai), M. Paucă (16), a admis existența în profunzime a unui lacolit care modifică gradientul geotermic, contribuind și cu un aport de apă juvenilă, care însă se diluează prin amestec cu cea vadoasă. Dacă pentru apele în cauză ideea poate fi susținută, sîntem de părere că pentru explicația termalității apelor de la Băile-Herculane, gradientul geotermic este suficient. Considerăm că, la aceasta, se adaugă poate și unele procese exoterme, cum ar fi oxidarea sulfurii feroase, toate apele conținînd un mic procent de sulfat de calciu.

7. Apariția celor patru izvoare din partea meridională a stațiunii, ar putea fi legată, ținînd seama de interpretarea generală dată aici, de o linie de dislocație, care nu atinge însă fundamentul granitic, rămas la o adîncime mult mai mare, și pînă la care apele superficiale nu pot pătrunde. Falia aceasta ar marca treapta cea mai meridională și cea mai profundă, din succesiunea de falii transversale perpendiculare pe dislocația văii Cernei.

8. Într-o ipoteză îndrăzneață și poate prea riscată, izvorul Crișan, situat izolat la nord de falia Cloșca, ar putea fi considerat ca marcînd o falie proprie, ceea ce s-ar încadra în stilul tectonic general. Mai curînd însă înclinăm să credem că apele acestui izvor se ridică pe o linie de fisurare secundară (falie conjugată), legată de dislocația principală Cloșca, și urmează o zonă de slabă rezistență și de brecifiere, marcată de șisturi argiloase, ceea ce rezultă și din chimism.

CONCLUZII GENERALE

Pe baza datelor prezentate, putem trage următoarele concluzii generale :

Originea apelor termominerale de la Băile-Herculane este legată de pătrunderea apelor superficiale în adîncime, de preferință în zonele de joncțiune dintre liniile de fractură longitudinale, situate aproximativ paralel cu valea Cernei, și o serie de dislocații transversale, dispuse mai mult sau mai puțin perpendicular pe acestea. Gradientul geotermic este suficient pentru a explica ridicarea temperaturii, fapt care conferă apelor o capacitate de dizolvare ridicată. Din datele de foraj, coroborate cu observațiile de teren și cu analizele chimice și radiometrice, rezultă în mod evident existența a două falii transversale între izvoarele Cloșca și Dragalina și în regiunea Șapte Izvoare. Două falii transversale sînt deduse mai ales din caracterele mineralizației și radioactivității (în zona meridională și în regiunea Hygeea—Hercules). Mineralizația ridicată este impusă de complexul argilos al stratelor de Nadanova, iar radioactivitatea, de prezența granitelor. Din aceste motive, mineralizația este maximă în sectorul meridional, scăzînd treptat în izvoarele dinspre nord, în raport invers cu creșterea emanației radioactive. Izvorul Crișan urmează o falie situată de-a lungul unui sinclinal de strate de Nadanova, strivit între calcarele jurasice.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КУРОРТА БЭИЛЕ ГЕРКУЛАНЕ

РЕЗЮМЕ

Происхождение минеральных и термальных вод курорта Бэиле Геркулане связано с инфильтрацией поверхностных вод на глубину, главным образом в зоне пересечения продольных разломов, проходящих почти параллельно долине р. Черны и поперечных, расположенных более или менее перпендикулярно к первым. Геотермический градиент вполне достаточен для объяснения высокой температуры вод, в результате чего они отличаются повышенной способностью растворения. На основании буровых данных, согласованных с полевыми наблюдениями и химическими и радиометрическими анализами, выявлено наличие двух поперечных сбросов (на участке между источниками Клошка и Драгалина и в районе источников Шапте Извоаре). Присутствие упомянутых поперечных сбросов установлено на основании характера минерализации и радиоактивности вод (в южной зоне и в районе Хиджя-Геркулес). Источником повышенной минерализации является глинистая толща слоев Наданова, а радиоактивности — присутствие гранитов. Поэтому минерализация достигает максимальных значений на южном

участке и постепенно снижается по направлению к северу, обратно пропорционально радиоактивности. Источник Кришан следует по линии сброса, проходящей по направлению синклинали, сложенной слоями Наданова и сжатой юрскими известняками.

DE L'ORIGINE DE LA MINÉRALISATION DES EAUX THERMALES DE BĂILE-HERCULANE

RÉSUMÉ

L'origine des eauxthermales de Băile-Herculane est liée à la pénétration en profondeur des eaux superficielles, de préférence dans les zones de jonction entre les lignes de fractures longitudinales, approximativement parallèles à la vallée de la Cerna, et un nombre de dislocations transversales, plus ou moins perpendiculaires aux premières. Le gradient géothermique suffit pour expliquer l'augmentation de la température, ce qui confère aux eaux un grand pouvoir de dissolution. Les données fournies par les forages, corroborées par les observations de surface et les analyses chimiques et radiométriques, font ressortir clairement l'existence de deux failles transversales : entre les sources Cloşca et Dragalina, et dans la région de Şapte-izvoare. Deux failles transversales peuvent surtout être déduites des caractères de la minéralisation et de la radioactivité (dans la zone méridionale et dans la région de Hygeea—Hercules). La forte minéralisation est due au complexe argileux des couches de Nadanova et la radioactivité, à la présence des granites. C'est pourquoi la minéralisation atteint son maximum dans le secteur méridional et diminue progressivement dans les sources situées vers le Nord, en raison de l'accroissement des émanations radioactives. La source Crişan suit une faille liée à un synclinal des couches de Nadanova, écrasé entre les calcaires jurassiques.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Distribuţia generală şi geneza apelor minerale din Romînia.* Iaşul Medical, 1939, vol. IV.
2. Athanasiu G., *Radioactivité des sources thermales des Bains d'Hercule (Roumanie).* C.R. Sci. de l'Acad. des Sciences Paris, 1927, t. 185.
3. — *Radioactivité des sources d'eau de Roumanie.* An. Inst. geol. Rom., 1928, vol. XIII.
4. — *Cercetări în legătură cu prezenţa radiului în sedimentele depuse în apele minerale. II.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de şt. mat. şi fiz., t. IX, nr. 1, 1957.
5. Bodiu Marius şi Ciortan Gabriela, *Băile termale Herculane (Mehadia).* Bucureşti, 1937.
6. Ciortan Gabriela, *Contribuţiuni la metodele de dozarea litiului în apele minerale cu aplicaţie la analiza izvoarelor termale de la Băile-Herculane.* Teză. Bucureşti, 1937.
7. Codarcea Al., *Apele minerale din Romînia.* Enciclop. Romîniei, 1938, vol. III.
8. — *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinţi.* An. Inst. geol. Rom., 1940, vol. XX.

9. Filipescu M., Mînișor E. și Repanovici S., *Extragerea sulfului din pirite.* Stud. tehn. și econ. Com. geol., 1954, seria B, nr. 39.
10. Ionescu C. A., *Radioactivitatea apelor minerale termale din stațiunea Băile-Herculane.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de șt. mat. și fiz., t. VII, nr. 4, 1955.
11. Koch A., *Hercules fürdö és Mehadia.* Földt. visz., 1872, vol. 1.
12. Makarenko F. E., *Gheotermiciskie uslovia Raidnî kavkazskih mineralnîh vod.* Tr. Labor. Hidrogheol. Problem. F.P.B., Savarenskogo, 1948, t. I.
13. Ovcinnikov A. M., *Mineralnîe vodî.* Gosgheolizdat, Moscova, 1950.
14. Oncescu N., *Hidrogeologia. Manualul inginerului de mine.* București, 1951, vol. I.
15. Papiu V. Corvin și Kizyk A., *Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile Herculane.* Stud. și cerc. geol., t. III, nr. 1—2, 1958.
16. Paucă M., *Linia termelor de la vest de Munții Apuseni.* Natura, 1958, nr. 3.
17. Schafarzik Fr., *Herculesbad und seine Thermen.* Partos, Budapesta, 1901.
18. Szábó A., *Măsurători de radioactivitate a apelor minerale din R.P.R., II.* Stud. și cerc. șt., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, t. V, nr. 1—2, 1954.
19. Voitești I. P., *Studiul geologic asupra izvoarelor minerale de la Băile Herculane.* Analele Minelor din Romînia, 1921, an. IV, nr. 3—4.
20. — *Considérations sur l'origine et le mode de manifestation des sources thermales des Bains d'Hercule.* Bull. Soc. Géol. Sci. Cluj, 1921, t. I, fasc. 1.

STUDIU ASUPRA PLAGIOCLAZILOR DIN MASIVUL SUBVULCANIC DE LA TOROIAGA, BAIA-BORȘA

DE

AMALIA SZÖKE

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 10 decembrie 1957

Cu ocazia cercetărilor petrografice efectuate în Masivul eruptiv de la Toroiaga, Baia-Borșa, am avut prilejul să studiem în amănunt și plagioclazii cuprinși în rocile eruptive.

Studiul petrografic al Masivului de la Toroiaga a constituit obiectul unei alte lucrări [1]), în studiul de față limitîndu-ne numai la tratarea problemei plagioclazilor.

Avînd în vedere că la determinarea feldspaților am ținut seama de tipurile de roci din care au făcut ele parte, redăm aici clasificarea adoptată în lucrarea noastră menționată, a rocilor eruptive de la Toroiaga.

Bazați pe structura rocilor și în mai mică măsură pe compoziția mineralogică (fapt pe care l-am motivat la locul citat), am adoptat următoarea diviziune a rocilor studiate :

I. ROCILE MASIVULUI

1. Diorite cuarțiere și diorite cuarțifere cu aspect porfiric.
2. Andezite cu hornblendă și biotit.

a) Andezite cu pastă macrogranulară.
b) Andezite cu pastă microgranulară :
α) leucocrată ;

---

[1]) Szöke A., *Studiul geologic și petrografic al reg. Toroiaga, Baia-Borșa.* Disertație susținută în ședința din 10 decembrie 1957 a Secțiunii de geologie și geografie a Academiei R.P.R., București.

β) melanocrată.
c) Andezite cu pasta criptocristalină.
d) Andezite cu pasta hipocristalină.

3. Dacite.
4. Brecii andezitice.

II. ROCILE FILONIENE

1. Aplite.
2. Roci filoniene alterate.

Ţinem să accentuăm şi de data aceasta că toate rocile enumerate, inclusiv andezitele hipocristaline, sînt de origine subcrustală, fiind consolidate la o adîncime nu prea mare, sub un acoperiş de şisturi cristaline.

Faptul că plagioclazii reprezintă componentul cel mai de seamă al rocilor eruptive, ne-a determinat să le acordăm o atenţie deosebită. La studierea lor am utilizat metoda modernă a mesei universale Feodorov, folosindu-ne atît de curbele lui M. Reinhard (14), cît şi de acelea publicate mai recent de către V. d. Kaaden (7), V. I. Lebedinskí (10), A. Glauser şi E. Wenk (5), Al. Köhler (8) şi H. Tertsch (17), (18).

★

Plagioclazii din regiunea studiată se prezintă atît sub formă de fenocristale în toate tipurile de roci eruptive menţionate, cît şi ca microlite în masa fundamentală bine cristalizată (macrogranulară) a andezitelor.

Fenocristalele, în general, au dimensiuni variabile, fiind cuprinse între 3,26 × 1,64 şi 0,16 × 0,07 mm, iar în unele cazuri mai rare ating şi lungimea de 1 cm. Sînt idiomorfe, cu conture cristalografice nete sau uneori neregulate. Au de obicei formă prismatică, rar tabulară. Se prezintă ca indivizi izolaţi, dispuşi neregulat în masa rocii.

Plagioclazii dioritelor cuarţifere se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, cu contur cristalografic mai puţin net, adesea ondulat, deoarece cristalele pătrund unele într-altele (pl. I, fig. 16).

În secţiunile perpendiculare pe un ax optic, plagioclazii prezintă o dispersiune puternică, cu culori de birefringenţă anormale care variază între cenuşiu-cafeniu şi albastru închis. În consecinţă, secţiunea nu ajunge niciodată la extincţie totală.

Rezultatele măsurătorilor efectuate cu ajutorul mesei universale Feodorov, asupra plagioclazilor nezonaţi din dioritele cuarţifere din valea Murgu, sînt redate în tabloul nr. 1.

Din tabloul nr. 1 reiese clar că procentul în An al acestor plagioclazi variază între 45 şi 55, ceea ce corespunde în clasificaţia lui L. Duparc şi M. Reinhard (3) andezinului şi labradorului. Frecvenţa legilor de maclă este exprimată în procente. Rezultă că cele mai frecvente sînt maclele după legi simple şi anume Karlsbad şi Albit, iar dintre maclele

complexe Albit-Ala, Albit-Karlsbad sînt mai des întîlnite, pe cînd complexul Aklin-Manebach-Ala este destul de rar.

Tabloul nr. 1

Conținutul (%) în An al plagioclazilor din dioritele cuarțifere

Legea de maclă	Plan de maclă	Ax de maclă	Frecvența legilor de maclă %	% An după macle	% An după poziția polului feței (010)
Karlsbad	(010)	[001]	30	48—55	48—55
Albit	(010)	(010)	28	48—55	48—55
Albit-Ala	(010)	[100] în (010)	24	48—55	48—55
Albit-Karlsbad	(010)	[100] în (010)	16	45—55	45—55
Aklin-Manebach-Ala	(001)	[100] în (001)	2	48—55	48—55

Valorile unghiurilor 2 V măsurate la acești plagioclazi sînt cuprinse între 79 și 86°, ceea ce corespunde de asemenea cu andezinul și labradorul.

Unele cristale de plagioclazi din dioritele cuarțifere prezintă o structură zonară destul de interesantă. Rezultatele obținute la determinarea lor cu masa Feodorov sînt reprezentate în diagramele de variație a conținutului în anortit. Aceste diagrame au pe abscisă dimensiunile zonelor, iar pe ordonată procentul de An.

La plagioclazii zonați, conținutul în anortit variază între limite mult mai largi decît la indivizii nezonați, dar în medie se păstrează valoarea acestora din urmă. Numărul zonelor în general nu este prea mare. Spre deosebire de succesiunea normală (de la un centru bazic la zone mai acide), aici observăm o zonalitate inversă, adică nucleul acid este înconjurat de zone din ce în ce mai bazice.

La plagioclazul din figura I, variația zonelor este cuprinsă între limite largi (38—73% An). În prima parte a diagramei se observă o creștere treptată a bazicității, pînă la 50%, iar apoi scade brusc pînă la 38%, formînd o zonă recurentă foarte subțire, după care conținutul în anortit crește din nou foarte repede pînă la 73%.

O variație foarte asemănătoare constatăm și în diagrama din figura 2. Conținutul în An este cuprins între 33 și 80%. Pînă la 60% crește treptat, apoi urmează trei zone recurente subțiri, cu conținut care coboară pînă la 48% An, după care se urcă brusc pînă la 80%.

Faptul că nucleul cristalului este mai acid, iar marginea mai bazică, ne-a fost arătat și de incluziunile de minerale secundare a căror formare începe totdeauna în zonele mai bazice exterioare și nu în nucleu, care în cazul nostru este mai acid.

Fenocristalele de plagioclazi din andezite se deosebesc de plagioclazii din dioritele cuarțifere prin aceea că sînt mai idiomorfe, avînd contur cristalografic accentuat (fig. 4, 5, 6 și 7).

Conținutul procentual în An, la fenocristalele de plagioclazi din diversele tipuri de andezite, variază între limite destul de largi. În figura 3 este reprezentată dispersia polilor planelor de maclă față de curbele lui M. Reinhard, comparate cu curbele de temperatură ridicată ale lui

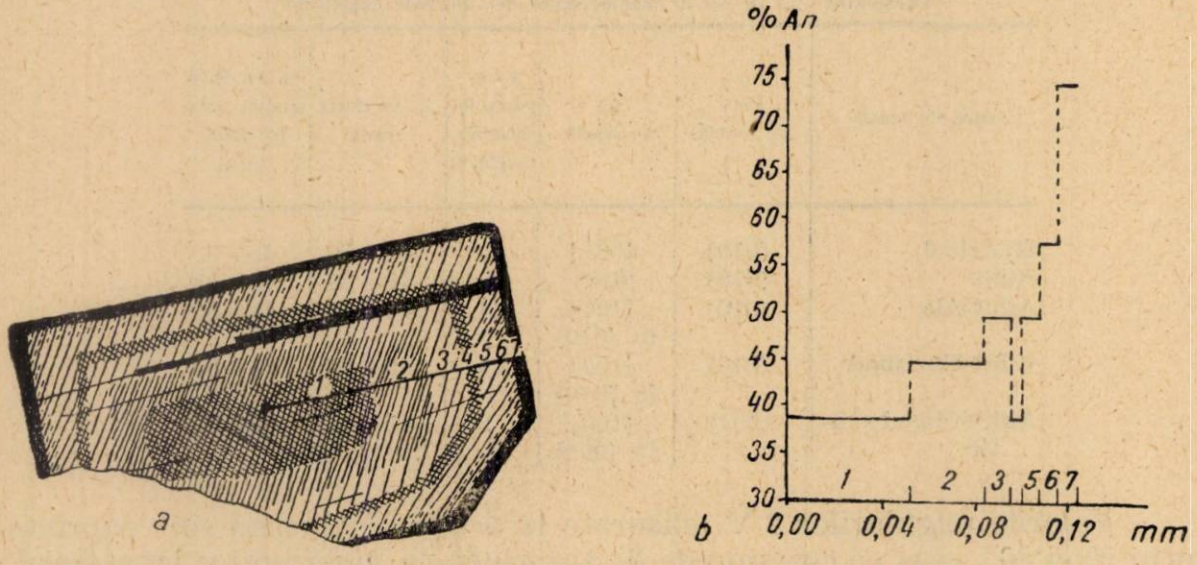


Fig. 1. — Variația compoziției la plagioclaz zonat (diorit cuarțifer din valea Murgu).

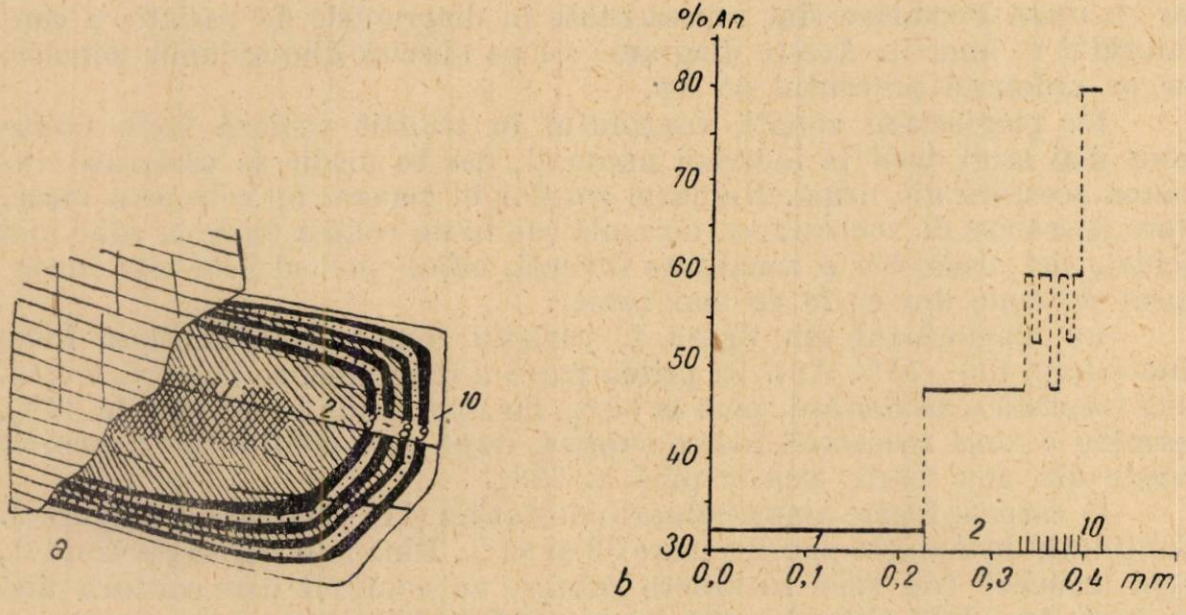


Fig. 2. — Plagioclaz zonat (diorit cuarțifer cu aspect porfiric din valea Murgu).

V. d. Kaaden (7), V. I. Lebedinski (10), A. Glauser și E. Wenk (5). Se poate observa că acești poli se grupează în intervalele care corespund compoziției de 40—60% An, adică andezin și labrador. De asemenea se vede că variația conținutului în An al plagioclazilor din diferitele tipuri de andezite (tipuri separate pe baze structurale) este în linii mari același.

La proiectarea polilor planelor de maclă am utilizat atît curbele de temperatură scăzută, cît și acelea de temperatură ridicată. Pînă în prezent s-au construit curbe numai pentru determinarea plagioclazilor de temperatură joasă și ridicată. Curbele mai vechi (R e i n h a r d)

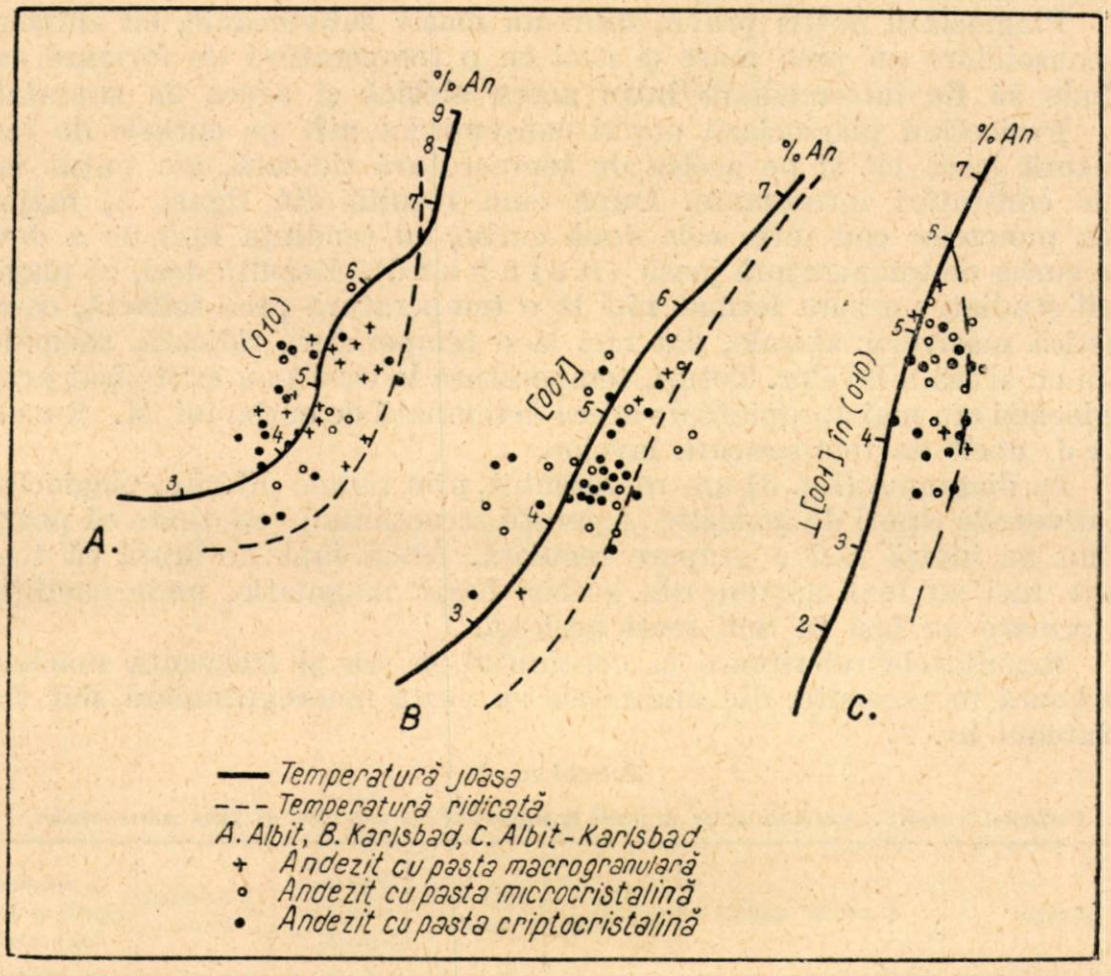


Fig. 3. — Poziția polilor planelor de maclă ale plagioclazilor din Toroiaga, proiectate pe curbele lui M. R e i n h a r d și comparate cu curbele de temperatură înaltă după V. d. K a a d e n (010), V. I. L e b e d i n s k i [001], A. G l a u s e r și E. W e n k [001] în (010). (În stereograma lui A. G l a u s e r și E. W e n k (5), locul curbei de temperatură ridicată pentru [001] în (010) este marcată doar prin puncte, ea nefiind trasă definitiv. Noi, pentru ușurarea citirii diagramei am legat aceste puncte, obținînd astfel curba de temperatură ridicată asemănătoare cu acelea pentru (010) și [001]).

serveau la determinarea plagioclazilor formați la o temperatură relativ scăzută din masivele abisice și din șisturile cristaline.

Cercetările mai noi (5), (7), (8), (9), (10), (15), (17), (18) etc. au demonstrat că plagioclazii rocilor efuzive (lave) nu se potrivesc vechilor diagrame, astfel că polul M (010) deviază de la curba de migrație a lui M. R e i n h a r d. S-a ajuns la concluzia că orientarea indicatricei optice la plagioclazi este condiționată de temperatura la care aceștia s-au format. S-au construit astfel noi curbe, bazate pe rezultatele obținute prin determinarea plagioclazilor din lave.

Nu am întîlnit însă în literatura de specialitate, încercări de a construi diagrame pentru determinarea plagioclazilor din masive hipoabisice, care — luînd în considerare temperatura de consolidare — trebuie să difere atît de acelea abisale (de temperatură joasă), cît şi de cele din lave (temperatură ridicată).

Plagioclazii noştri provin dintr-un masiv subvulcanic, cu adîncime de consolidare nu prea mare şi deci cu o temperatură de formare care trebuie să fie intermediară între aceea abisică şi aceea de suprafaţă.

Proiectînd plagioclazii noştri concomitent, atît pe curbele de temperatură joasă cît şi pe acelea de temperatură ridicată, am putut face unele constatări interesante. După cum rezultă din figura 3, majoritatea punctelor cad între cele două curbe, cu tendinţa însă de a devia spre curba de temperatură joasă (R e i n h a r d). Rezultă deci, că plagioclazii studiaţi nu s-au format nici la o temperatură prea scăzută, caracteristică masivelor abisale, dar nici la o temperatură ridicată, asemănătoare cu aceea a lavelor. Totuşi, temperatura la care s-au cristalizat aceşti plagioclazi era mai apropiată de aceea desemnată de curba lui M. R e i n h a r d decît de temperatura lavelor.

În diagramă (fig. 3) am reprezentat, prin semne diferite, plagioclazii din diversele tipuri de andezite (separaţii structurale), cu toate că poziţia lor nu ne indică nici o grupare regulată. Acest fapt ne arată că toate aceste roci au luat naştere din acelaşi bazin magmatic, unde condiţiile de formare au fost în linii mari aceleaşi.

Rezultatele referitoare la conţinutul în An şi frecvenţa maclelor, exprimată în procente, din andezitele cu pastă macrogranulară sînt date în tabloul nr. 2.

Tabloul nr. 2

Conţinutul în anortit şi frecvenţa legilor de maclă la plagioclazii din andezitele cu pastă microgranulară

Minerale	Legea de maclă	Plan de maclă	Ax de maclă	Frecvenţa legilor de maclă, %	% An după macle	% An după poziţia polului feţei (010)
Fenocristale	Albit	(010)	(010)	62	45—58	45—58
	Karlsbad	(010)	[001]	24	45—55	45—55
	Albit-Karlsbad	(010)	[001] în (010)	12	45—50	45—50
	Aklin-Manebach-Ala	(010)	[100] în (001)	2	40—58	40—58
Microlite	Albit	(010)	(010)	100	45—58	45—58

Din tabloul nr. 2 rezultă un conţinut în anortit al plagioclazilor care este cuprins între 40 şi 58%. Legile de maclă predominante sînt şi aici legile simple, Albit şi Karlsbad, iar dintre cele complexe sînt prezente Albit-Karlsbad şi Aklin-Manebach-Ala.

Unghiurile 2 V măsurate la fenocristale variază între 77 şi 88°, ceea ce corespunde de asemenea andezinului şi labradorului.

Microlitele din aceste roci sînt maclate după legea Albitului, iar conţinutul în An este cuprins între 45 şi 58%.

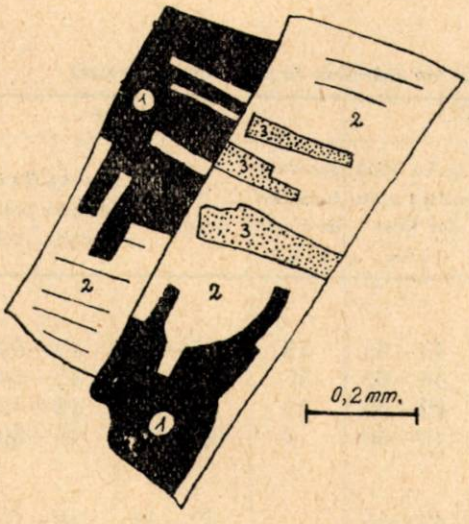


Fig. 4. — Fenocristal de plagioclaz **maclat.**

1 : 2 Aklin-Manebach-Ala	1. 42 % An
1 : 3 Karlsbad	2. 40 % An
2 : 3 Aklin-Manebach-Ala	3. 50 % An

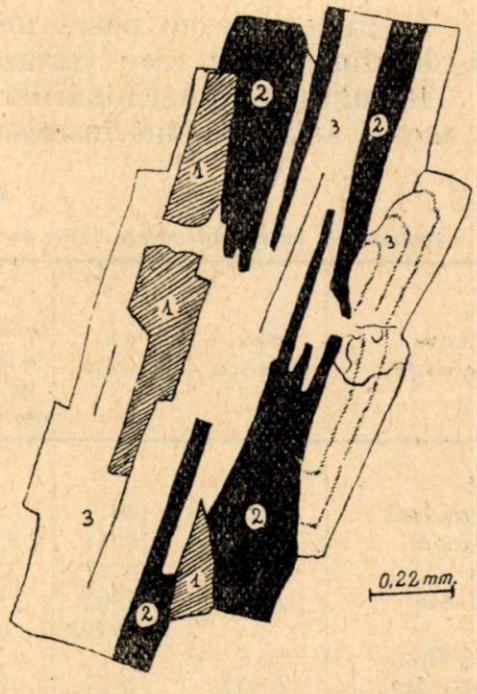


Fig. 5. — Plagioclaz maclat.

1 : 2 Albit	1. 52 % An
1 : 3 Karlsbad	2. 42 % An
2 : 3 Albit	3. 55 % An

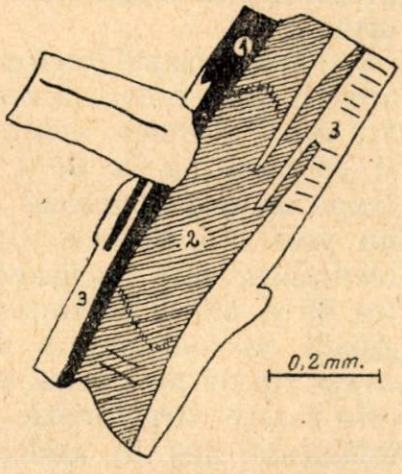


Fig. 6. — Maclă complexă, fenocristal în andezit cu pasta microcristalină.

1 : 2 Albit-Karlsbad	1. 48 % An
1 : 3 Karlsbad	2. 52 % An
2 : 3 Albit-Ala	3. 50 % An

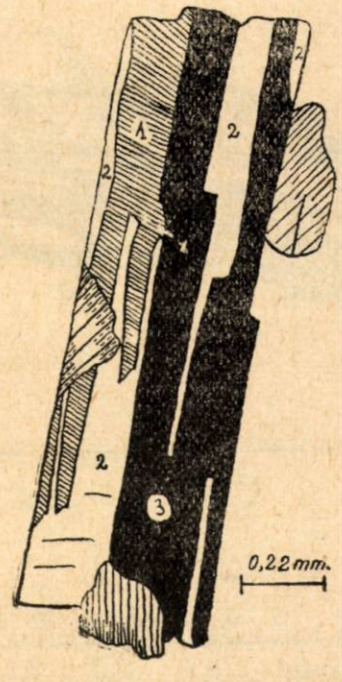


Fig. 7. — Fenocristal maclat.

1 : 2 Albit	1	50 % An
1 : 3 Albit-Karlsbad	2	
2 : 3 Karlsbad	3	

În andezitele cu pastă microgranulară fenocristalele de plagioclazi sînt de dimensiuni care variază între 0,27 × 1,35 şi 0,20 × 0,09 mm. Rezultatele determinărilor efectuate asupra plagioclazilor maclaţi din aceste andezite sînt înscrise în tabloul nr. 3.

Tabloul nr. 3

Conţinutul în anortit şi frecvenţa legilor de maclă la plagioclazii din andezitele cu pastă microgranulară

Legea de maclă	Plan de maclă	Ax de maclă	Valea Secu			Coasta Mare		
			frecvenţa legilor de maclă %	% An după macle	% An după poziţia polului feţei (010)	frecvenţa legilor de maclă %	% An după macle	% An după poziţia polului feţei (010)
Albit-Karlsbad	(010)	[001]	33	44—62	43—62	35	45—52	45—52
Karlsbad	(010)	[001]	33	46—56	46—60	35	42—58	42—60
Albit	(010)	(010)	23	42—60	42—60	20	42—50	42—50
Albit-Ala	(010)	[100] în (010)	8	45—50	45—50	8	45—50	46—50
Aklin-Manebach-Ala	(001)	[100] în (001)	3	42—55	42—55	2	42—45	42—45

Conţinutul în An al indivizilor nezonaţi variază între 42 şi 62% (andezin, labrador). În afară de tipurile de macle întîlnite şi în alte roci, aici am mai observat şi macla de Baveno, dar aceasta este foarte rară.

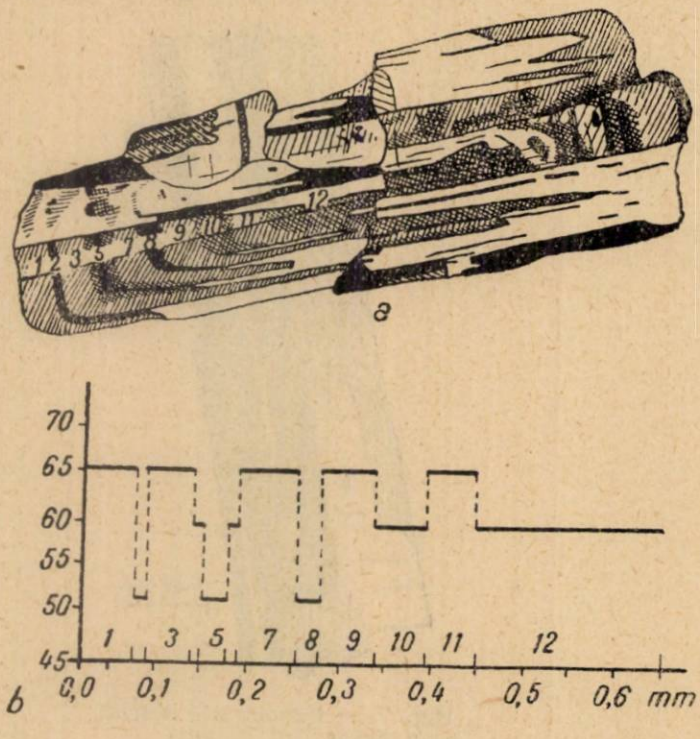


Fig. 8. — Plagioclaz zonat (andezit, Valea Secu).

Plagioclazii zonaţi din aceste andezite, determinaţi cu masa universală, sînt reprezentaţi în diagramele care urmează :

Plagioclazul din figura 8 are un nucleu care formează 1/3 din grosimea cristalului şi se menţine la 60% An. După aceasta urmează zone nu prea înguste, cu variaţii recurente, care oscilează între 65 şi 52%, iar zona marginală se menţine la 65%. Acest tip de plagioclaz zonat este foarte caracteristic şi se întîlneşte des în andezitele de la Toroiaga. Totdeauna prezintă fenocristale prismatice alungite. Se pare că acest tip de feldspat cu zone asemănătoare celui descris să fie cunoscut şi în alte regiuni. Astfel, în lucrarea lui O. Nichita (11) se poate

vedea o microfotografie care înfățișează un plagioclaz zonat, foarte asemănător cu cel determinat de noi.

La plagioclazul din figura 9, conținutul în An variază între limite mult mai largi 33—75% și prezintă zone mai înguste. Nucleul, care formează aproape o jumătate din grosimea cristalului, se menține la 48% An, de la care conținutul în An urcă brusc pînă la 75%, de unde — scăzînd pînă

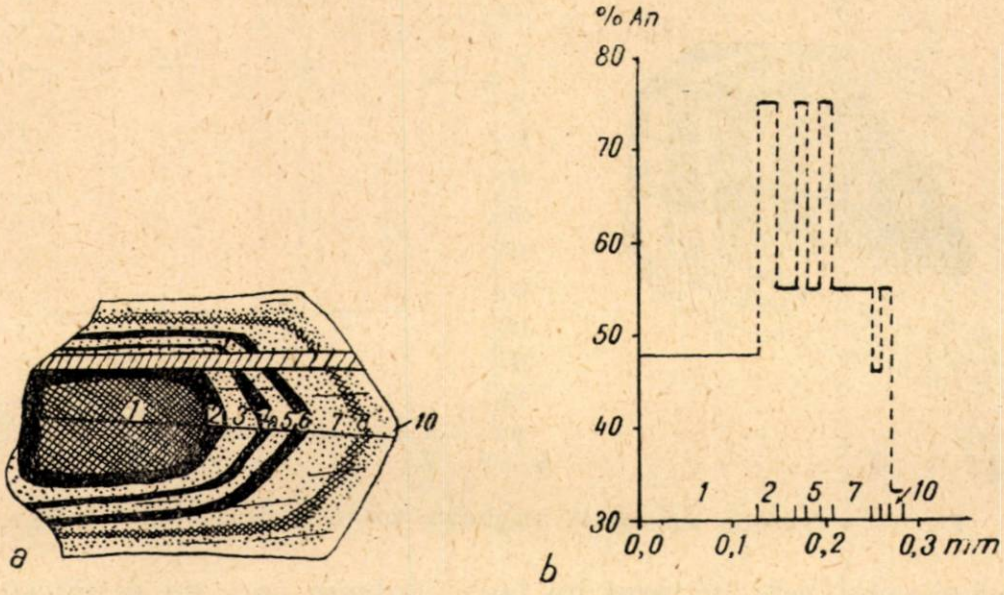


Fig. 9. — Plagioclaz zonat (andezit, Valea Secu).

la 55% — oscilează ritmic între aceste valori pe o porțiune de circa 1/3 din grosimea mineralului. De aici, conținutul în An manifestă o tendință de scădere, care în zona marginală atinge valoarea de 33%.

În plagioclazul din figura 10, deși variația este destul de accentuată (30—75%), totuși se observă o oarecare regularitate în oscilația ei. În general, se constată o tendință de scădere a conținutului în an, dar aceasta se realizează după mai multe recurențe. Zonele de compoziție mai acidă (42% An) sînt mult mai groase decît zonele bazice (75% An). Se pare că în timpul creșterii cristalului, magma s-a mai îmbogățit din cînd în cînd în calciu, dar nu s-a putut menține mult timp la compoziția inițială a nucleului. În unele cazuri (zonele 3 și 7), ea nu a putut atinge acest conținut și s-a oprit la 50%, respectiv la 66% An. Zona de la margine scade pînă la 30% An.

Figura 11 reprezintă compoziția unui fenocristal de plagioclaz, compoziție care variază între 40 și 62% An. Acest cristal are un nucleu format din 40% An, care reprezintă 1/3 din grosimea mineralului. După acest nucleu, conținutul în An crește treptat pînă la 60%, apoi oscilează între 58 și 60%. După o recurență, reprezentată printr-o zonă foarte subțire de 40% An, conținutul crește din nou treptat pînă la zona exterioară cu 62% An. Această variație de zone este destul de interesantă și mai puțin frecventă.

Privind în ansamblu curbele de variație a compoziției plagioclazilor mai sus descriși, constatăm că, în general, numărul zonelor este destul

de mare, pe cînd grosimea lor este variată. După cum se poate vedea şi din diagrame, în cele mai multe cazuri zonele subţiri sînt mai bazice, pe cînd cele groase, mai acide, astfel că în medie conţinutul în An al acestor

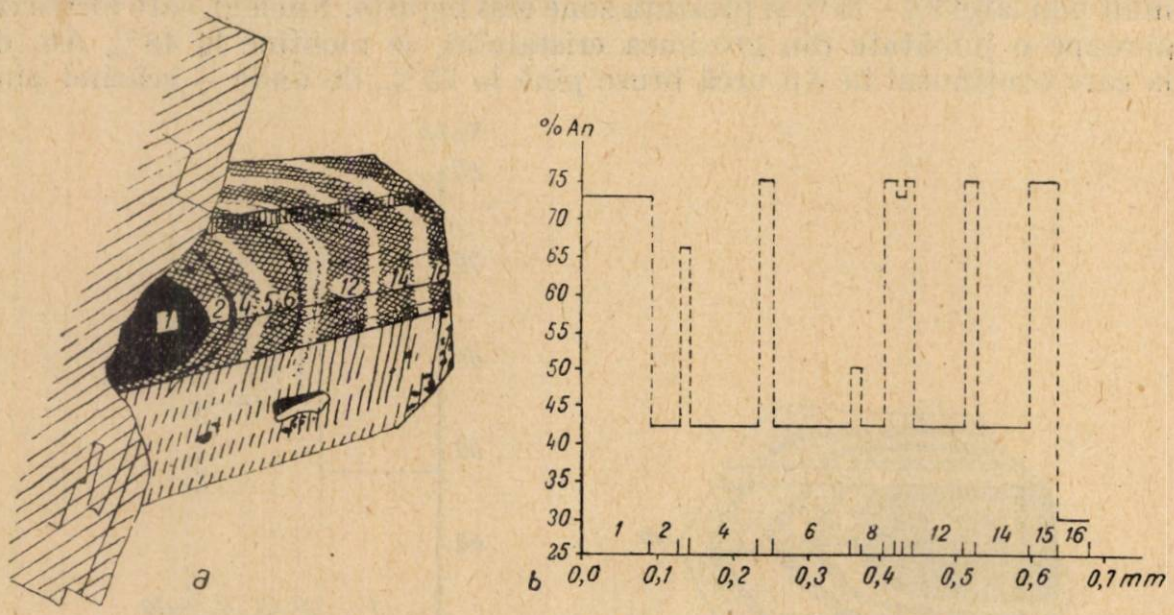


Fig. 10. — Variaţia zonelor la plagioclaz zonat (andezit, Valea Secu).

plagioclazi zonaţi este în jurul lui 50%, valoare care nu depăşeşte compoziţia medie a plagioclazilor nezonaţi.

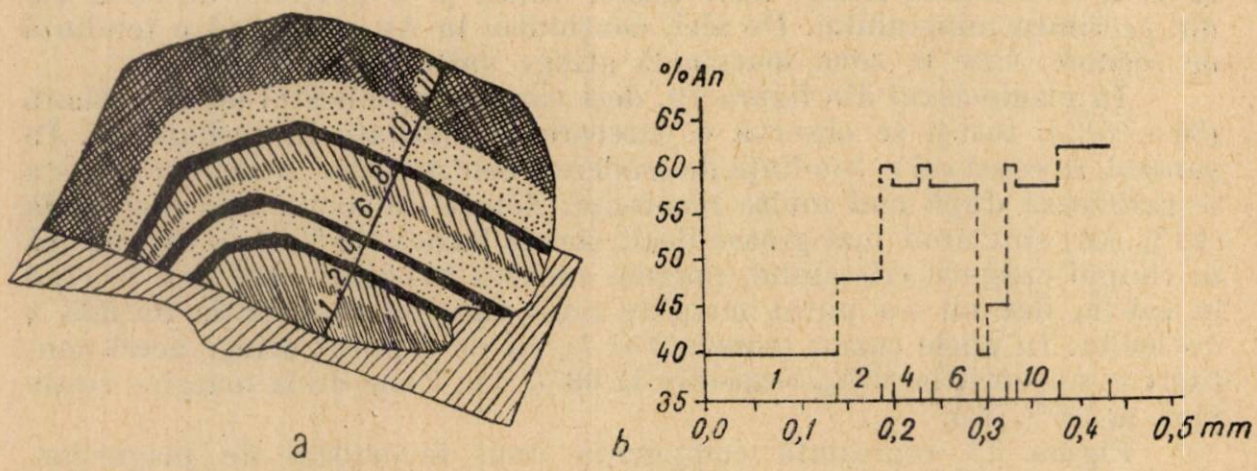


Fig. 11. — Fenocristal de plagioclaz din andezitul de Coasta Mare.

Caracteristic este de asemenea şi faptul că în foarte multe cazuri nucleul cristalului zonat este compus dintr-un termen mai acid al seriei izomorfe albit-anortit, pe cînd cea mai bazică este fie zona periferică, fie una sau mai multe zone intermediare.

Cazuri asemănătoare de zonalitate inversă au fost observate şi menţionate în literatură şi de alţi cercetători. Citǎm lucrările lui F. Homma (6), N. E. Davis (2) etc.

Din cercetarea curbelor de mai sus reiese că aceste minerale s-au format într-un mediu nu prea liniştit. Magma din care aceştia au cristalizat a fost supusă la variaţii de compoziţie destul de mari. Aceste variaţii au fost provocate probabil atît de curenţii de convecţiune, cît şi de însăşi cristalizarea magmei.

La plagioclazii andezitelor cu pastă criptocristalină, conţinutul în anortit, precum şi frecvenţa legilor de maclă, exprimată în procente, sînt arătate în tabloul nr. 4.

Tabloul nr. 4

Conţinutul în anortit şi frecvenţa legilor de maclă la plagioclazii din andezitele cu pastă criptocristalină

Legea de maclă	Plan de maclă	Ax de maclă	Coasta Mare I			Coasta Mare II			Valea Hrit		
			frecvenţa legilor de maclă	% An după macle	% An după poziţia polului feţei (010)	frecvenţa legilor de maclă	% An după macle	% An după poziţia polului feţei (010)	frecvenţa legilor de maclă	% An după macle	% An după poziţia polului feţei (010)
Albit	(010)	(010)	24	42—55	42—52	45	41—45	41—45	40	48—52	48—52
Karlsbad	(010)	[001]	44	42—50	42—50	33	40—50	43—52	35	45—50	45—50
Albit-Karlsbad A	(010)	[001] în (010)	28	42—50	42—50	22	42—52	43 52	22	45—50	45—52
Aklin-Manebach-Ala	(001)	[100] în (001)	4	45—55	45—60	—	—	—	2	48—52	48—52

După cum reiese din tabloul nr. 4, conţinutul în An la andezitele din Coasta Mare I este cuprins între limitele 42 şi 60%, la cele din Coasta Mare II între 41 şi 52%, iar la plagioclazii din valea Hriţ am constatat o variaţie de la 45 pînă la 52% An.

Din acelaşi tablou mai rezultă că fenocristalele de plagioclazi sînt maclate după legile Karlsbad (fig. 12), Albit-Karlsbad A, Albit şi mult mai rar Aklin-Manebach-Ala.

Printre fenocristalele andezitelor cu pastă criptocristalină se întîlnesc foarte des şi plagioclazi zonaţi. Aceştia sînt formaţi din numeroase zone, foarte subţiri şi cu multe recurenţe. În figura 13 este dată curba de variaţie a conţinutului în An la un asemenea plagioclaz, cu structură zonară, compus din 60 de zone, pe care le-am determinat prin metoda mesei Feodorov.

Din examinarea curbei din figura 13, reiese că variaţia compoziţiei plagioclazului este cuprinsă între 68 şi 45% An. Nucleul, relativ gros, are o bazicitate ridicată, care

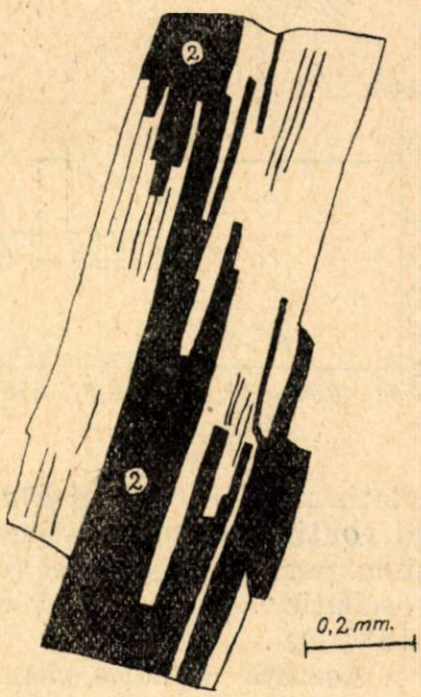


Fig. 12. — Maclă polisintetică. 1 : 2 Karlsbad, 50% An.

apoi scade şi oscilează între 53 şi 58%, avînd două recurenţe care se ridică din nou pînă ating compoziţia nucleului (zonele 12 şi 21). La aproximativ jumătatea grosimii cristalului, conţinutul în anortit scade uşor şi oscilează mai departe între 45 şi 50% anortit. Această

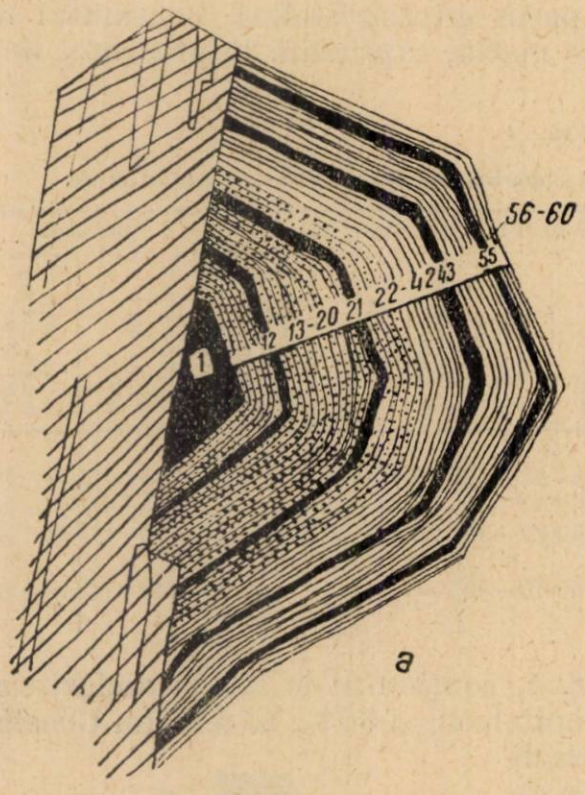
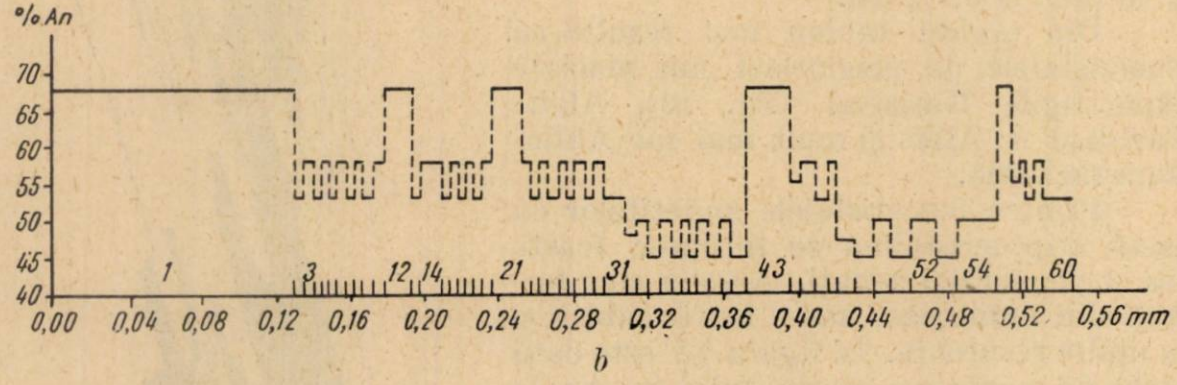


Fig. 13. — Plagioclaz zonat compus din 60 de zone (andezit cu pastă criptocristalină, Coasta Mare).



oscilaţie ritmică este întreruptă de două mari recurenţe (zonele 43 şi 55), cînd conţinutul în An atinge din nou compoziţia iniţială a nucleului. În ultima parte a diagramei (după zona 55), compoziţia revine din nou la o oscilaţie asemănătoare cu prima perioadă, cînd variază între 53 şi 58% An.

Această oscilaţie ritmică observată la plagioclazul descris sîntem tentaţi să o punem mai degrabă pe seama cristalizării magmei, decît pe a curenţilor de convecţiune. Oscilaţia ritmică atît de regulată credem că

s-ar putea explica oarecum cu ajutorul ipotezei lui E. Wenk (19), care presupune cristalizarea concomitentă a plagioclazilor zonați, a hornblendei și a biotitului. În acest caz, îmbogățirea, respectiv sărăcirea în Ca a diverselor zone la plagioclazi, s-ar datora cristalizării horn-

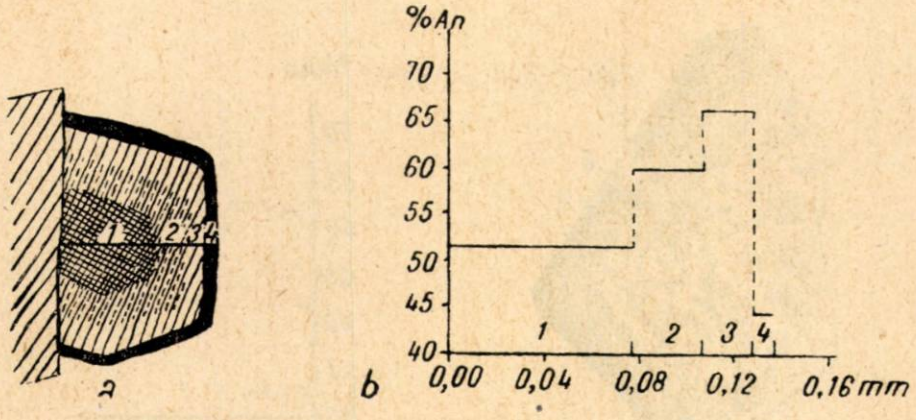


Fig. 14. — Plagioclaz zonat din andezitul hemicristalin din creasta Toroiaga.

blendei care sustrage calciul din topitura magmatică. Nu am observat însă zonalitate la hornblende, ceea ce ar fi un argument hotărîtor al ipotezei lui E. Wenk.

În andezitul cu pastă hemicristalină, din creasta Toroiaga, am determinat plagioclazi cu conținut de anortit cuprins între 45 și 56%. Fenocristalele sînt maclate după legile Albit și Albit-Ala.

Plagioclazii cu structură zonară din aceste roci au un număr redus de zone și manifestă o tendință de creștere a conținutului în An, de la centru spre margine. Compoziția variază între limite destul de largi, fiind cuprinsă între 44 și 66% An. Bazicitatea mineralului crește de la nucleu spre zonele exterioare, pînă la un maximum (zona 3), de unde apoi scade brusc în zona marginală (fig. 14).

În afara plagioclazilor descriși, în andezitele din Toroiaga am mai întîlnit și alte forme, însă acestea apar numai în cazuri foarte rare. Menționăm tipul de concreștere observat pentru prima dată în banatite, de Șt. Ghika-Budești (4) și denumit de A. Streckeisen (16) „Banater Verwachsung". Acest plagioclaz este zonat și maclat polisintetic, după legea Albitului (pl. I, fig. 19 și pl. II, fig. 22). După Streckeisen, la aceste concreșteri regulate (pe care însă nu le numește macle), fața (010) a unui individ concrește cu pinacoidul (001) al celuilalt individ. Axele [100] ale celor două cristale, care sînt situate în planul de concreștere, formează un unghi cuprins între 30 și 40°. Mai tîrziu, acest tip de concreștere în cruce al plagioclazilor a fost observat și în alte regiuni din țară (de exemplu în Țibleș) și din străinătate (2).

O altă formă de prezentare puțin obișnuită a fenocristalelor de plagioclazi este aceea reprezentată în figura 15 și în figura 24 din planșa III. Sîmburele cristalului — care constituie mai mult de 3/4 din grosimea

totală a mineralului — se compune dintr-un feldspat neomogen, sub formă de concreştere de tip „schachbrett". Acest nucleu este înconjurat de un plagioclaz cu structură zonară, cu zone subţiri. Conţinutul în An al porţiunii marginale cu structură zonară este dat în diagrama de variaţie (fig. 15).

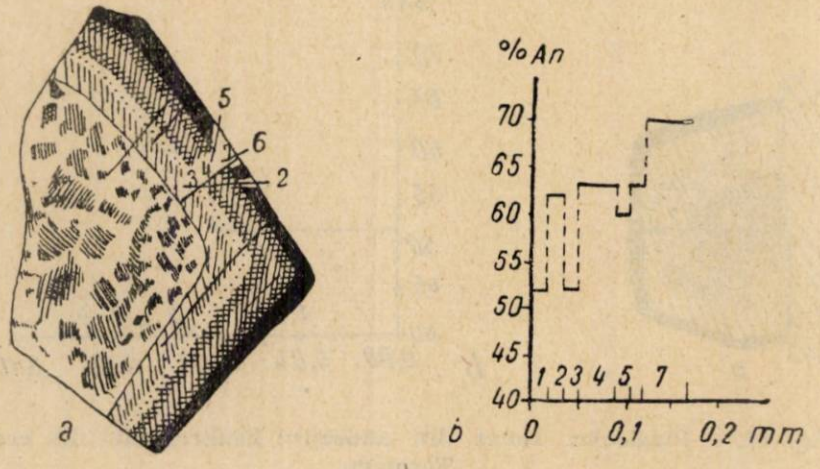


Fig. 15. — Plagioclaz cu nucleu inomogen, înconjurat de zone subţiri de compoziţie diferită (andezit, afluentul pîrîului Novăţ).

CONCLUZII

Din cele expuse se desprind următoarele concluzii:

Plagioclazii studiaţi au cristalizat din acelaşi bazin magmatic care a constituit un mediu destul de neliniştit, compoziţia plagioclazilor fiind de multe ori schimbată de curenţii de convecţiune şi de însăşi cristalizarea magmei, fapt care ne arată variaţia destul de mare a zonelor.

Majoritatea polilor planelor de maclă, proiectaţi concomitent pe curbele de temperatură joasă şi ridicată, se situează între cele două curbe, cu tendinţa de a se devia spre curbele de temperatură joasă. Astfel, curbele de migraţie a planelor de maclă pentru plagioclazii din masivele hipoabisice, trebuie să se situeze undeva între aceste două curbe. Însă, spre a putea trage concluzii de ordin general în această problemă şi pentru a se putea construi curbe pentru plagioclazii de temperatură medie, ar trebui culese date şi din alte masive subvulcanice.

Zonalitatea inversă este foarte frecventă la plagioclazii studiaţi (nucleu acid, zone bazice).

Oscilaţia ritmică a zonelor la plagioclazii din andezitele cu pastă criptocristalină se explică mai bine prin variaţia compoziţiei provocată de însăşi cristalizarea magmei decît prin aceea a curenţilor de convecţiune.

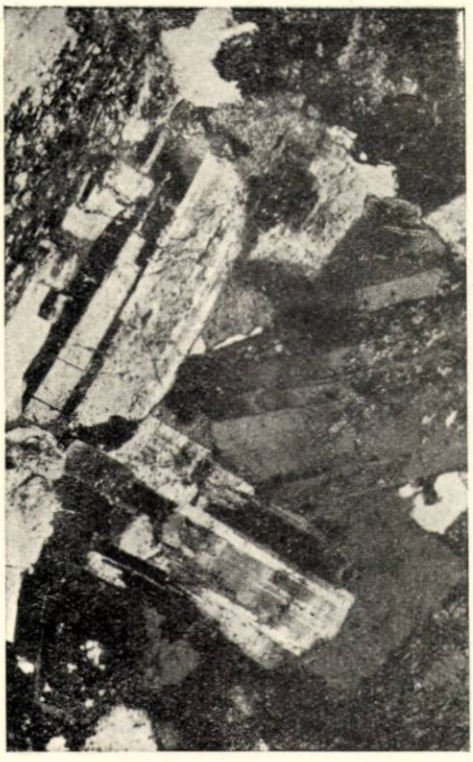


Fig. 16. — Plagioclaz cu contur rotunjit din diorite cuarţifere, valea Murgu.
Nicoli +. 38 ×.

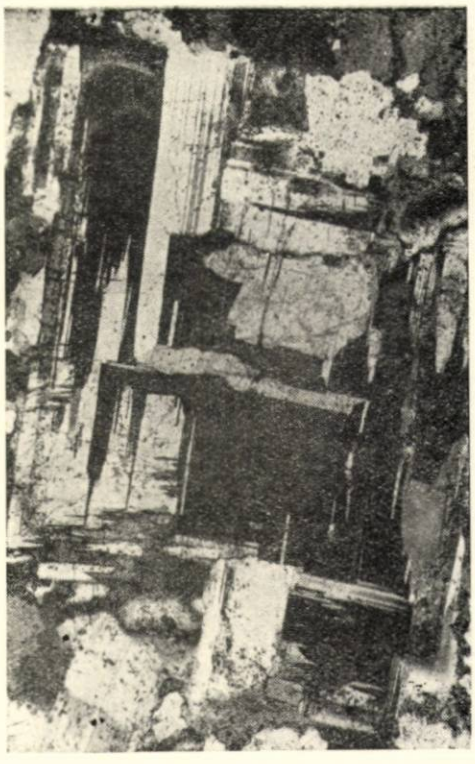


Fig. 17. — Maclă complexă de plagioclaz din dioritele cuarţifere din valea pîrîului Novăţ.
Nicoli +. 55 ×.

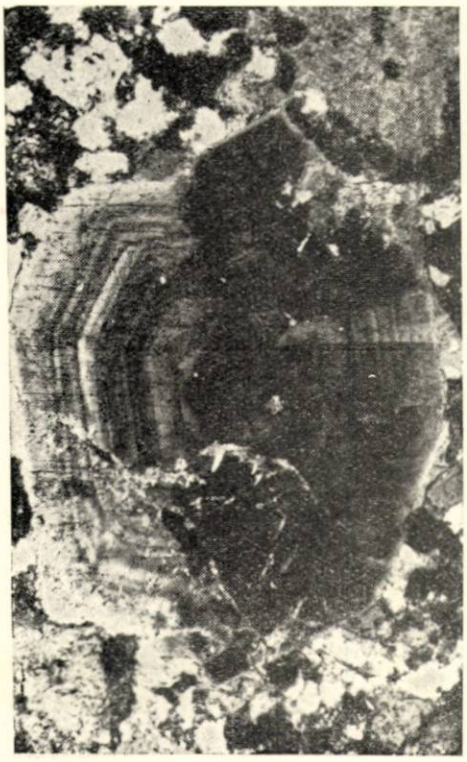


Fig. 18. — Plagioclaz zonat de tipul celui din figura 13 (andezit, Valea Secu).
Nicoli +. 60 ×.

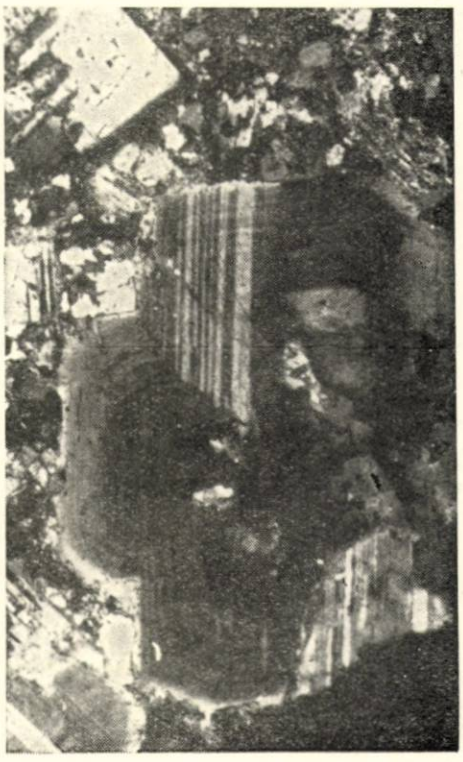


Fig. 19. — Concreştere în cruce la plagioclaz zonat (andezit, Valea Secu).
Nicoli +. 55 ×.

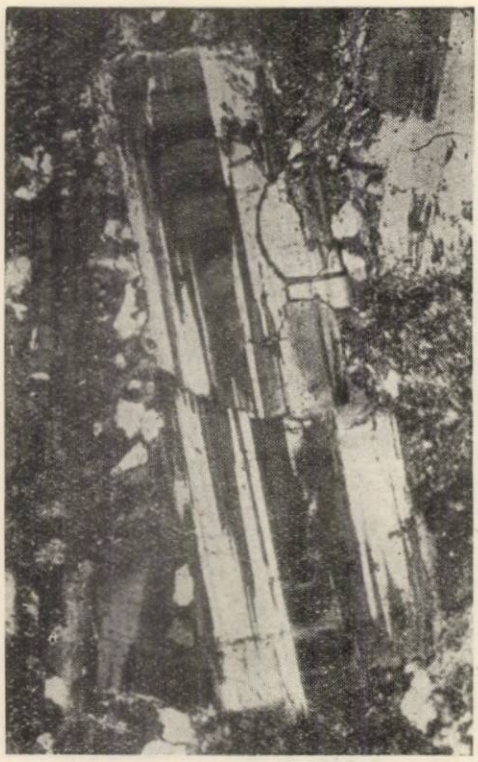


Fig. 20. — Plagioclaz zonat cu compoziţia redată în diagrama din figura 8 (andezit, Valea Secu).
Nicoli +. 60 ×.

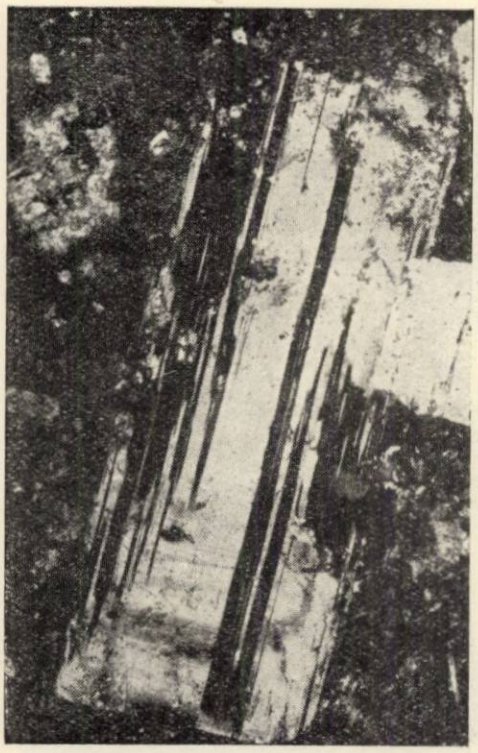


Fig. 21. — Maclă de Albit, polisintetică.
Nicoli +. 60 ×.

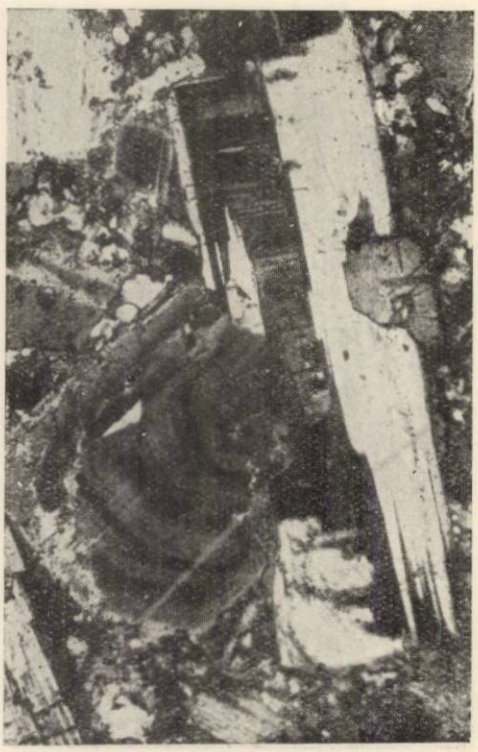


Fig. 22. — Plagioclaz zonat determinat în diagrama din figura 10 (andezit, Valea Secu).
Nicoli +. 52 ×.

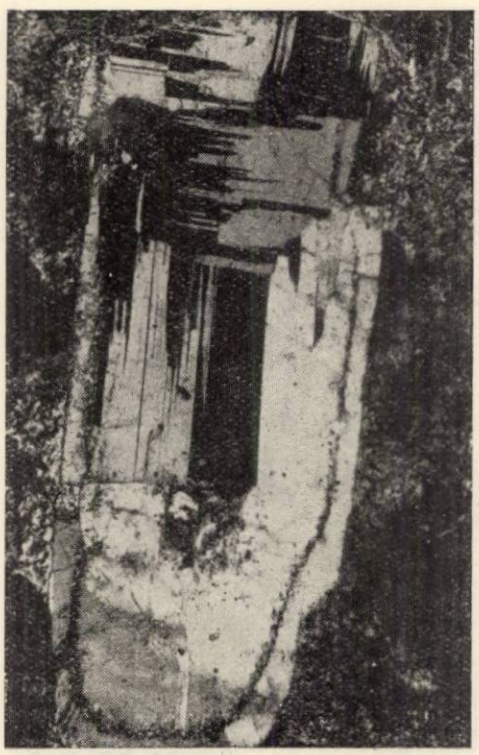


Fig. 23. — Maclă completă concrescută cu un plagioclaz zonat.
Nicoli +. 60 ×.

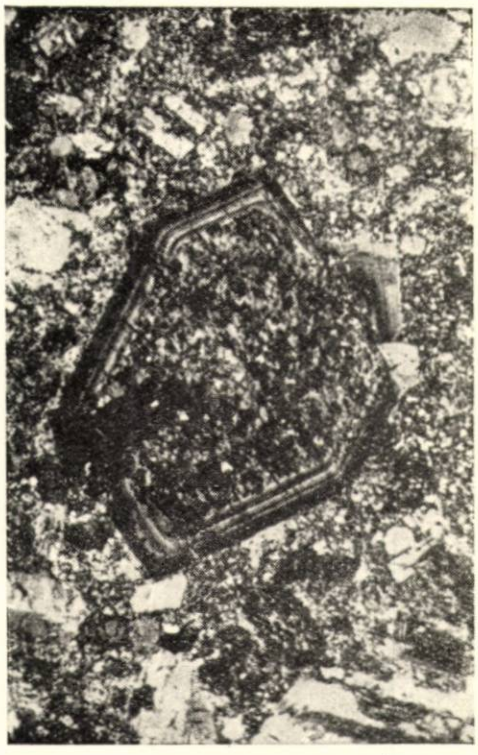


Fig. 24. — Plagioclaz zonat cu nucleu inomogen (afluentul pîrîului Novăţ).
Nicoli +. 38 ×.

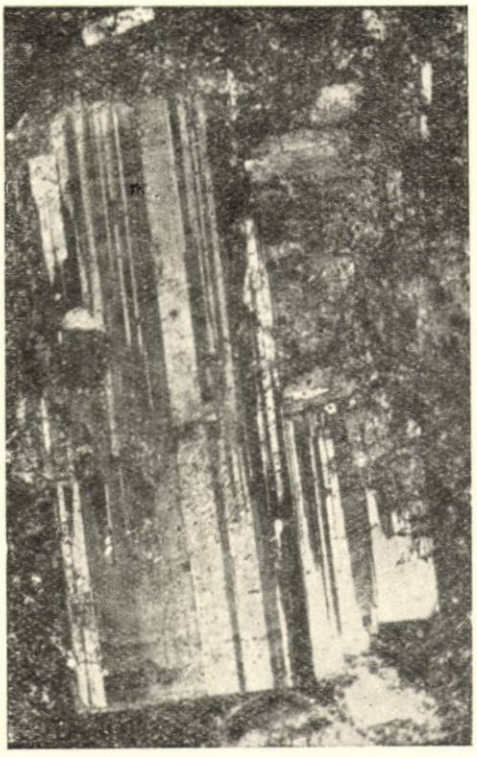


Fig. 25. — Plagioclaz maclat polisintetic din andezite (Dealul Iezerului).
Nicoli +. 60 ×.

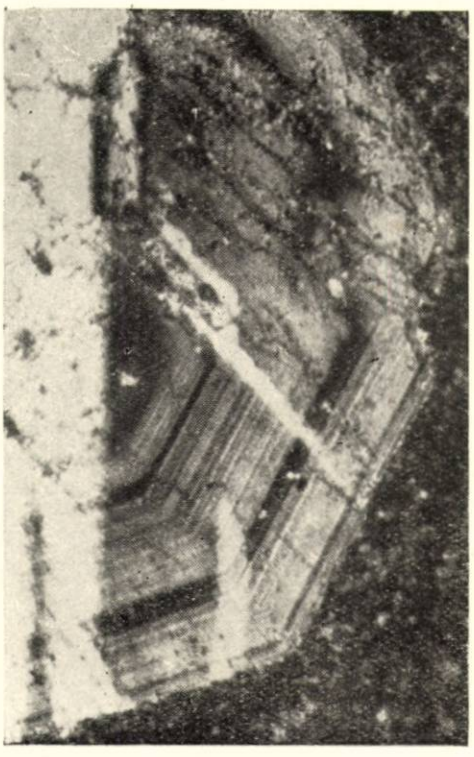


Fig. 26. — Plagioclaz maclat şi zonat din andezitul de la Coasta Mare.
Nicoli +. 60 ×.

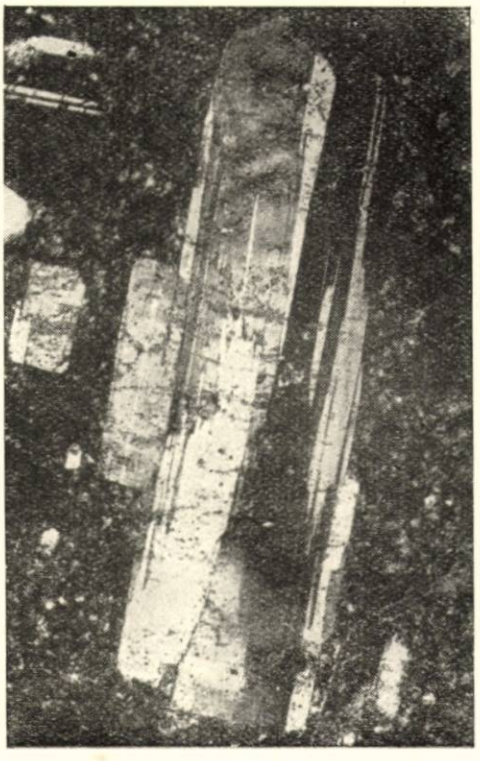


Fig. 27. — Plagioclaz zonat cu compoziţia reprezentată în diagrama din figura 13 (andezit, Coasta Mare).
Nicoli +. 60 ×.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАГИОКЛАЗОВ СУББУЛКАНИЧЕСКОГО МАСИВА ТОРОЯГА, БАЯ-БОРША

РЕЗЮМЕ

В работе описываются результаты исследований плагиоклазов в изверженных породах субвулканического массива Тороята, Бая-Борша.

Плагиоклазы были тщательно исследованы и определены методом федоровского столика и при помощи как низкотемпературных (М. Рейнхардт), так и высокотемпературных (В. де Кааден, Лебединский, А. Глаусер и Э. Венк, А. Кёлер и Х. Терч) кривых нагрева. Определено присутствие двойниковых и зональных фенокристаллов; полученные результаты показаны на диаграммах содержания An. При определении плагиоклазов автор придерживается классификации андезитов района Тороята, принятой и в другой его работе[1]. Различные типы андезитов выделены на основе структурных показателей и имеют аналогичный минералогический состав, вследствие чего состав плагиоклазов в этих породах изменяется в одинаковых пределах. Из приведенных данных можно сделать вывод, что полюсы плоскостей двойникования, проекция которых дана как на низкотемпературных, так и на высокотемпературных кривых нагрева (рис. 3), расположены между указанными кривыми со стремлением к отклонению онапрпавлению к низкотемпературной кривой. Отсюда следует, что кривая миграции для плагиоклазов гипабиссальных массивов должна находиться где-то между низкотемпературной и высокотемпературной кривыми, на что указывает группировка полюсов на рис. 3. Но для того чтобы вывести заключение общего характера и построить кривые для полевых шпатов средней температуры, следует собрать данные по другим субвулканическим массивам.

Диаграммы изменения содержания An также ясно указывают на явление обратной зональности (кислое ядро и основные зоны), часто встречающееся в исследованных плагиоклазах, что было отмечено и в других плагиоклазах как в стране, так и за рубежом.

Ритмическое колебание зон легче объяснить собственно процессом кристаллизации магмы, чем конвенционными потоками.

Все исследованные плагиоклазы выкристаллизовались в одном и том же магматическом очаге в неспокойных условиях, факт, на который указывает довольно значительное изменение зонального строения.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Изменения содержания зональных плагиоклазов (кварцевый диорит, долина Мургу).

Рис. 2. — Зональный плагиоклаз (кварцевый порфировидный диорит, долина Мургу).

[1] См. сноску на стр. 149.

Рис. 3. — Расположение полюсов плоскостей двойникования в плагиоклазах изверженных пород массива Тороята, в проекции на кривых Рейнхарда и в сопоставлении с высокотемпературными кривыми по В. де Каадену (010) В. И. Лебединскому [001], А. Глаусеру и Э. Венку [001] по (010). (На стереограмме А. Глаусера и Э. Венка (5) высокотемпературная кривая для I [001 по (010) намечена пунктиром, так как она еще окончательно не установлена. Путем соединения этих точек с целью облегчения чтения диаграммы была получена высокотемпературная кривая, аналогична кривым для (010) и [001].

Рис. 4. — Двойниковый фенокристалл плагиоклаза.

1 : 2	Аклин — Манебах — Ала	1,42 % Ап.
1 : 3	Карлсбад	2,40 % Ап.
2 : 3	Аклин — Манебах — Ала	3,50 % Ап.

Рис. 5. — Двойник плагиоклаза.

1 : 2	Альбит	1,52 % Ап.
1 : 3	Карлсбад	2,42 % Ап.
2 : 3	Албит	3,55 % Ап.

Рис. 6. — Комплексный двойник; фенокристалл в андезите с микрокристаллической основой массой.

1 : 2	Альбит — Карлсбад	1,48 % Ап.
1 : 3	Карлсбад	2,52 % Ап.
2 : 3	Альбит — Ала	3,50 % Ап.

Рис. 7. — Двойниковый фенокристалл.

1 : 2	Альбит	1,
1 : 3	Альбит — Карлсбад	2, } 50 % Ап.
2 : 3	Карлсбад	3,

Рис. 8. — Зональный плагиоклаз (андезит, доилна Секу, рудник „23 августа").

Рис. 9. — Зональный плагиоклаз (андезит, долина Секу, рудник „23 августа").

Рис. 10. — Зональные изменения плагиоклаз (андезит, долина Секу, рудник „23 августа").

Рис. 11. — Фенокристалл плагиоклаза в андезите, Коаста-Маре.

Рис. 12. — Полисинтетический двойник. 1 :2 карлсбадский 50 % An.

Рис. 13. — Зоналвный плагиоклаз с 60 зонами (андезит со скрытокристаллической основной массой, Коаста-Маре)

Рис. 14. — Зональный плагиоклаз в гемикристаллическом андезите из гребня Тороята.

Рис. 15. — Плагиоклаз с неоднородным ядром и концентрическими тонкими зонами различного состава (андезит, приток р. Новэц).

Таблица I

Рис. 16. — Плагиоклаз с округленными очертаниями, вклеченный в кварцевый диорит, долина Мургу. Николи +. × 38.

Рис. 17. — Комплексный двойник плагиоклаза, включенный в кварцевый диорит, долина р. Новэц. Николи +. × 55.

Рис. 18. — Зональный плагиоклаз, аналогичный изображенному на рис. 13 (андезит, долина Секу, рудник „23 августа"). Николи +. × 60.

Рис. 19. — Крестообразный двойник зонального плагиоклаза (андезит, долина Секу, рудник „23 августа"). Николи +. × 55.

Таблица II

Рис. 20. — Зональный плагиоклаз; см, диаграмму на рис. 8 (андезит, рудник „23 августа"). Николи +. × 60.

Рис. 21. — Полисинтетический двойник альбита. Николи +. × 60.

Рис. 22. — Зональный плагиоклаз; см. диаграмму на рис. 10 (андезит, долина Секу, рудник „23 августа"). Николи +. × 52.

Рис. 23. — Совершенный двойник, сращенный с зональным плагиоклазом. Николи +. × 60.

Таблица III

Рис. 24. — Зональный плагиоклаз с неоднородным ядром (приток р. Новэц). Николи +. × 38.

Рис. 25. — Полисинтетический двойник плагиоклаза в андезите, Дялул Иезеру. Николи +. × 60.

Рис. 26. — Двойник зонального плагиоклаза в андезите, Коаста Маре. Николи +. × 60.

Рис. 27. — Зональный плагиоклаз; см. диаграмму на рис. 13 (андезит, Коаста Маре) Николи +. × 60.

ÉTUDE DES PLAGIOCLASES DU MASSIF SUBVOLCANIQUE DE TOROIAGA, BAIA-BORŞA

RÉSUMÉ

Ce travail présente les résultats des recherches effectuées sur les plagioclases trouvés dans les roches éruptives du massif subvolcanique de Toroiaga, Baia-Borşa.

Les plagioclases ont été minutieusement étudiés et déterminés, par la méthode de la table de Féodorov. On s'est servi des courbes des basses températures (M. Reinhard) aussi bien que de celles des hautes températures (V. d. Kaaden, Lébédinski, A. Glauser et Ed. Wenk, A. Köhler et H. Tertsch). On a déterminé les phénocristaux, maclés et zonés, les résultats étant consignés dans les diagrammes de variation de la teneur en An. Pour déterminer les plagioclases, l'auteur s'est étayée sur la classification des roches andésitiques de la région de Toroiaga, qu'elle avait déjà adoptée dans un travail précédent[1]. Les divers types d'andésites ont été séparés suivant les structures ayant la même composition minéralogique, ce qui explique le fait que la composition des plagioclases de ces roches varie entre les mêmes limites. Une des principales conclusions qui se dégagent des faits constatés est que les pôles des plans de macle, projetés simultanément sur les courbes des basses et des hautes températures (fig. 3), se trouvent entre les deux courbes, mais avec une tendance à dévier vers la courbe des basses températures. Il s'ensuit donc que, pour les plagioclases des massifs subvolcaniques, la courbe de migration doit être située entre les deux courbes, des basses et des hautes températures, ainsi qu'en témoigne le groupement des pôles, dans la figure 3. Toutefois, avant de tirer des conclusions d'ordre général et en vue de construire les courbes des feldspaths de température moyenne, il serait indispensable de recueillir des données dans d'autres massifs subvolcaniques encore.

Des diagrammes de variation de la teneur en An, il ressort clairement que la zonalité inverse (noyau acide, zones basiques) est très fréquente pour les plagioclases étudiés, ainsi qu'on l'a d'ailleurs déjà remarqué pour d'autres plagioclases, de la République Populaire Roumaine et de l'étranger.

[1] Voir note infrapaginale, p. 149.

L'oscillation rythmique des zones s'explique plus facilement par la cristallisation même du magma, que par les courants de convection.

Tous les plagioclases étudiés ont cristallisé dans le même four magmatique, qui constituait un milieu agité, ainsi qu'il résulte de la variété assez marquée des zones.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Variation de la composition des plagioclases zonés (diorite quartzifère de la vallée de Murgu).

Fig. 2. — Plagioclase zoné (diorite quartzifère à aspect porphyrique, de la vallée de Murgu).

Fig. 3. — Position des pôles des plans de macle des plagioclases de Toroiaga, projetés sur les courbes de Reinhard et comparés avec les courbes des hautes températures, d'après V. d. Kaaden (010), V. I. Lébédinski [001], A. Glauser et E. Wenk [001] en (010). Dans le stéréogramme de A. Glauser et E. Wenk, la place de la courbe des hautes températures pour I [001] en (010) n'est marquée que par des points, n'étant pas définitivement tracée. Afin de faciliter la lecture du diagramme, ces points ont été reliés et ont donné une courbe des hautes températures, similaire à celle de (010) et de [001].

Fig. 4. — Phénocristal de plagioclase maclé.
1 : 2 — Aklin-Manebach-Ala. 1. 41 % An.
1 : 3 — Karlsbad. 2. 40 % An.
2 : 3 — Aklin-Manebach-Ala. 3. 50 % An.

Fig. 5. — Plagioclase maclé.
1 : 2 — Albite. 1. 52 % An.
1 : 3 — Karlsbad. 2. 42 % An.
2 : 3 — Albite. 3. 55 % An.

Fig. 6. — Macle complexe, phénocristal d'andésite à pâte microcristalline.
1 : 2 — Albite-Karlsbad. 1. 48 % An.
1 : 3 — Karlsbad. 2. 52 % An.
2 : 3 — Albite-Ala. 3. 50 % An.

Fig. 7. — Phénocristal maclé.
1 : 2 — Albite 1.
1 : 3 — Albite-Karlsbad. 2. } 50 % An.
2 : 3 — Karlsbad. 3.

Fig. 8. — Plagioclase zoné (andésite de Valea Secu).

Fig. 9. — Plagioclase zoné (andésite de Valea Secu).

Fig. 10. — Variation des zones dans le plagioclase zoné de l'andésite de Valea Secu.

Fig. 11. — Phénocristal de plagioclases (andésite de Coasta Mare).

Fig. 12. — Macle polysynthétique. 1 : 2 — Karlsbad, 50 % An.

Fig. 13. — Plagioclase zoné, composé de 60 zones (andésite à pâte cryptocristalline, de Coasta Mare).

Fig. 14. — Plagioclase zoné (andésite hémicristalline de la crête de Toroiaga).

Fig. 15. — Plagioclase à noyau inhomogène, entouré de zones minces de diverses compositions (andésite de l'affluent du ruisseau Novăț).

Planche I

Fig. 16. — Plagioclase à contour arrondi (diorites quartzifères de la vallée du Murgu). Nicols +. 38 ×.

Fig. 17. — Macle complexe de plagioclase (diorites quartzifères, de la vallée du ruisseau Novăț). Nicols +. 55 ×.

Fig. 18. — Plagioclase zoné du même type que celui de la figure 13 (andésite de Valea Secu). Nicols +. 60 ×.

Fig. 19. — Concrescence en croix dans un plagioclase zoné (andésite de Valea Secu). Nicols +. 55 ×.

Planche II

Fig. 20. — Plagioclase zoné ayant la composition indiquée par le diagramme de la figure 8 (andésite de Valea Secu). Nicols +. 60 ×.

Fig. 21. — Macle d'Albite, polysynthétique. Nicols +. 60 ×.

Fig. 22. — Plagioclase zoné, déterminé dans le diagramme de la figure 10 (andésite de Valea Secu). Nicols +. 52 ×.

Fig. 23. — Macle complète en concrescence avec un plagioclase zoné. Nicols +. 60 ×.

Planche III

Fig. 24. — Plagioclase zoné à noyau inhomogène (affluent du ruisseau Novăț). Nicols +. 38 ×.

Fig. 25. — Plagioclase maclé polysynthétique (andésites de Dealul Iezerului). Nicols +. 60 ×.

Fig. 26. — Plagioclase maclé et zoné (andésite de Coasta Mare) Nicolst +. 60 ×.

Fig. 27. — Plagioclase zoné ayant la composition représentée sur le diagramme de la figure 13 (andésite de Coasta Mare). Nicols +. 60 ×.

BIBLIOGRAFIE

1. Burri C., *Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung, für konstante Anorthit-Intervalle.* Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1956, vol. 36, caiet 2.
2. Davis N. E., *Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz.* Vulcan Institute, Zürich, 1957.
3. Duparc L. et Reinhard M., *La détermination des plagioclases dans les coupes minces.* Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, 1934, vol. 40, fasc. I.
4. Ghika-Budeşti Ş t., *Les plagioclases des Banatites étudiés par la méthode Fédoroff.* Bull. suisse de Min. et Pétrogr., 1931, t. XI, fasc. 1.
5. Glauser A. u. Wenk E., *Über Gesetzmässigkeiten im Verlaufe der Migrationskurven der Plagioklase (Fedorow-Methode).* Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1957, vol 37, nr. 1.
6. Homma F., *Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches.* Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1932, vol. XII, caiet 2.
7. Kaaden V. d., *Optical studies on natural plagioclase feldspats with high and low temperature optics.* Inaug. Diss. Univ. Utrecht., 1951.
8. Köhler Al., *Die Abhängigheit der Plagioklasoptik vom vorangegangen Wärmeverhalten. (Die Existenz einer Hoch und Tieftemperaturoptik).* Tschermak's Min. u. Petr. Mitt., 1941, vol. 53, caiet 1—2.
9. — *Recent results of investigations on the feldspats.* The Journal of Geology, 1949, vol. 57, nr. 6.
10. Lebedinski V. I., *O vîsokotemperaturnîh plagioklasah izlivşihsea porod Zakarpatia.* Zapiski Vsesoiuznogo mineralogiceskogo obşcestva, 1955, nr. 1.
11. Nichita O., *Etude sur les plagioclasses provenant du dioriteporphyre de „Vîrful Haitei" (Monts Călimani, Carpates orientales).* Ann. Sci. de l'Univ. de Jassy, 1940, t. XXVI, fasc. 1.
12. Pavelescu L. şi Dimitrescu R., *Contribuţii la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Lunca Cernei, Rusca Montană.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, t. VI, nr. 3, 1954.
13. Rădulescu D., *Observaţii asupra variaţiei compoziţiei feldspaţilor plagioclazi zonaţi.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, t. IV, nr. 2, 1952.
14. Reinhard M., *Universaldrehtischmethoden.* Basel, 1931.
15. Scholler H., *Versuche zur Temperaturabhängigkeit der Plagioklasoptik.* Tschermak's Min. u. Petr. Mitt., 1942, vol. 53, caiet 4—5.
16. Streckeisen A., *Junge Eruptivgesteine im östlichen Banat mit besonderer Berücksichtigung ihrer Feldspate.* Bul. Soc. rom. geol., 1932, vol. I.

17. Tertsch H., *Die optische Orientierung des Hochtemperatur-Anorthites.* Tschermak's Min. u. Petr. Miitt., 1941, vol. 54, caiet 1—2.
18. — *Zur Hochtemperaturoptik basischer Plagioklase.* Tschermak's Min. u. Petr. Mitt., 1942, vol. 54, caiet 4—6.
19. Wenk E., *Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspaten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur.* Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 1945, vol. 25.
20. Winchell A. N., *Optical mineralogy.* New York, 1951.
21. Zsivny V., *A Fedoroff-féle módszer különös tekintettel a földpátok meghatározására.* Földt. Közlöny (1928), 1929, vol. LVIII.

MAGNETIZĂRI NORMALE ŞI INVERSE ÎN REGIUNEA VULCANULUI ANDEZITIC UROIU (REGIUNEA HUNEDOARA)

DE

ŞTEFAN AIRINEI

Comunicare prezentată de I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 24 martie 1959

I. INTRODUCERE

Poziţia geografică a vulcanului Uroiu. Dealul Uroiu se află situat la nord de şoseaua naţională dintre oraşele Orăştie şi Deva, în apropiere de localitatea Simeria, pe malul drept al văii Mureşului. Forma caracteristică a dealului şi avansarea sa spre sud în Depresiunea neogenă Mureş — Strei, atrage privirea călătorului de la mari distanţe. De pe culmea sa, care atinge înălţimea de 391 m, se deschid privelişti încîntătoare atît de-a lungul văilor Mureşului şi Streiului, cît şi asupra masivelor muntoase dominate spre sud de panorama Retezatului şi Parîngului.

Schema geologică-petrografică a vulcanului Uroiu şi a regiunii înconjurătoare. Forma particulară a Dealului Uroiu se datoreşte constituţiei sale petrografice, şi anume masei eruptive andezitice care apare dezgolită în pereţii abrupţi din flancul său sudic. Spre deosebire de V. N. L a ţ i u, care afirmă că panta de sud a dealului cade în trepte spre apa Mureşului, după patru falii (12), dînd aspectul fracturat al acestei părţi, noi credem că topografia pe care o are Uroiu pe această latură, este urmarea nenumăratelor cariere, din care andezitul este exploatat intens de peste 2000 de ani; în timpul romanilor Dealul Uroiu figura ca una din principalele aşezări pentru exploatarea materialului de construcţie.

Masa andezitică Uroiu a străbătut fundamentul cristalin, care se află la zi în partea de NV a dealului. Cristalinul apare aici în facies filitos,

sub aspectul unor șisturi argiloase foarte fine, de culoare verzuie-gris. După T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (6), aceste filite formează partea superioară a seriei cristaline de Mureș, care apare în această zonă (Vărmag—Geoagiu-Băi) sub forma unui anticlinal de orientare ENE—VSV, cu nucleu de calcare cristaline. Dealul Uroiu se situează pe flancul de sud al acestui anticlinal, flanc care se afundă dedesubtul depozitelor aluvionare ale Mureșului și Streiului.

Este probabil ca andezitul din Dealul Uroiu să facă parte din seria vulcanismului neogen, respectiv din faza andezitică (6), (16). V. N. Laț i u acordă acestei erupții vîrsta antesarmațiană (12). Este bine știut faptul că vulcanismul neogen din Munții Apuseni a dat naștere la diferite tipuri de andezite, dintre care cea mai mare frecvență o au andezitele cuarțifere (6), (16).

Andezitul de Uroiu este o varietate cu piroxeni (augit-diopsid), de nuanțe surii-roșcate, cărămizii. În faza fumeroliană, datorită unor agenți mineralizatori, s-a adăugat varietatea cu biotită: surie-cărămizie, cu hipersten, și roșcată, cu pseudobrookit (12).

După V. C. Papiu și Olivia Romanescu[1]) andezitul de Uroiu se prezintă în structură hipocristalină, textură masivă, cu o masă fundamentală intens silicifiată și pigmentată cu zone opace (oxizi de fier etc.) și frecvente fenocristale de piroxeni (augit-diopsid, în habitus tabular obișnuit, prismatici alungiți, în diferite grade de titanizare) și, probabil, piroxeni dintr-o altă fază, complet opacizați de oxizi (pete opace, roșcate în lumină reflectată), reprezentînd transformări ulterioare ale mineralelor femice (fragmente de magnetită, tridimit, cuarț etc.). Ceea ce este important de reținut pentru explicarea hărții ΔZ întocmite, este că toate secțiunile studiate seamănă între ele (cu toate micile particularități de la loc la loc, în ceea ce privește masa fundamentală), mai ales prin aceea că magnetitul este prezent pretutindeni în andezit.

Pseudobrookitul ($Fe_2O_3.TiO_2$) este mineralul caracteristic al andezitului de Uroiu. El este produs printr-un proces de pneumatoliză și sublimare vulcanică, care a avut loc în mai multe etape în perioada fumeroliană. Acest mineral apare în asociație paragenetică cu tridimitul, hipersteni, augita, hematita, titanitul etc. (12). La microscop se remarcă, în mod frecvent, pe cristalele de pseudobrookit, aderențe și încrustări de magnetită, hematită și ilmenit. În tabloul de distribuție referitor la constituția petrografică a andezitului de Uroiu (determinări medii pentru componenții săi minerali) — magnetita apare în proporție de 2,18%. Mai reținem o observație foarte importantă: în pigmentul opacitic al andezitului sînt prezente concentrații de bule gazoase — ca efecte ale acțiunii fumeroliene, postvulcanice — care au contribuit la devitrificarea și recristalizarea rocii vulcanice primare (12). Este vorba, așadar, de formarea ulterioară a unor minerale secundare — printre care pseudobrookitul și

[1]) Colegii V. C. Papiu și Olivia Romanescu au avut amabilitatea să cerceteze la microscopul polarizant, în lumină paralelă și încrucișată, cîteva eșantioane colectate de D. Romanescu de-a lungul abruptului de sud al Uroiului.

magnetitul ocupă primul loc — și care, a c c e n t u ă m, apar posterior magnetizării masei vulcanice primare.

În rezumat, Dealul Uroiu este un vulcan terțiar, sub forma unui mamelon de aproximativ 1 km², format dintr-o masă andezitică, în care pseudobrookitul și magnetitul joacă rolul principal din punctul de vedere al magnetizărilor din această regiune.

II. MĂSURĂTORI MAGNETICE ȘI REZULTATELE LOR

Primele măsurători magnetice asupra zonei în care este cuprins Dealul Uroiu datează din anul 1951 și fac parte din rețeaua regională executată atunci în partea de SV a Transilvaniei (1). Stațiile plasate în partea de sud a dealului, pe marginea șoselei dintre localitățile Uroiu și Rapolt, arată o creștere ușoară a valorilor ΔZ, față de cîmpul geomagnetic regional, în general calm. Se bănuia că masa andezitică este mult mai intens magnetizată.

O îndesire a acestei rețele, localizată strict în zona Dealului Uroiu, a putut fi realizată de-abia în vara anului 1958. Măsurătorile au avut inițial un scop cu totul diferit. Au fost executate mai întîi două rețele micromagnetice, una la cota maximă a dealului, alta pe versantul său de nord, în vederea determinării efectului micromagnetic al andezitului. Rezultatele au apărut surprinzătoare, prin existența unor gradienți de creștere cu sens invers față de topografia locului, respectiv invers față de sensul gradientului magnetizării normale suspectate. Măsurîndu-se intervalul ΔZ al bazelor acestor două panouri în raport cu stația de bază Simeria a lucrării regionale (care are o valoare ΔZ neutră), s-a constatat că baza panoului de pe vîrful dealului este mai căzută cu peste 3000 γ față de baza panoului de pe flancul de nord. Aceste fapte au determinat începerea unei serii sistematice de măsurători, în vederea clarificării fenomenului magnetic complex care se întrezărea.

1. Măsurători de detaliu și harta ΔZ a Dealului Uroiu

A fost măsurat mai întîi un poligon principal cu stații la 2—300 m, care a înconjurat zona Dealului Uroiu. Acest poligon a fost încadrat în rețeaua regională existentă (1). Din acest poligon s-a plecat radial cu un număr de 10 profile, lungi de peste 1 km, pentru a cerceta efectul magnetic al zonei cristaline din nord și sectoarele aluvionare din vest, sud și est. S-a măsurat apoi un nou poligon — legat, evident, de primul — pe sub malurile abrupte ale dealului, al cărui interior a fost completat cu o rețea de stații, pe cît posibil mai uniformă, cu profile orientate N—S, la distanță de aproximativ 100 m, și cu stații mai dese pe profile — la circa 25 m (fig. 1). Aceste stații, în număr de 167, sînt figurate în harta ΔZ, cu cîte o cruciuliță.

Pentru a sonda ordinul de mărime al variațiilor cîmpului în jurul unei stații din rețea, au fost măsurate, pe sărite, în jurul acestor stații,

încă patru puncte, dispuse în cruce și la distanță de 15 m de centru. În figura 2 se dau două exemple de acest fel : o stație (notată cu *a*), cu va-

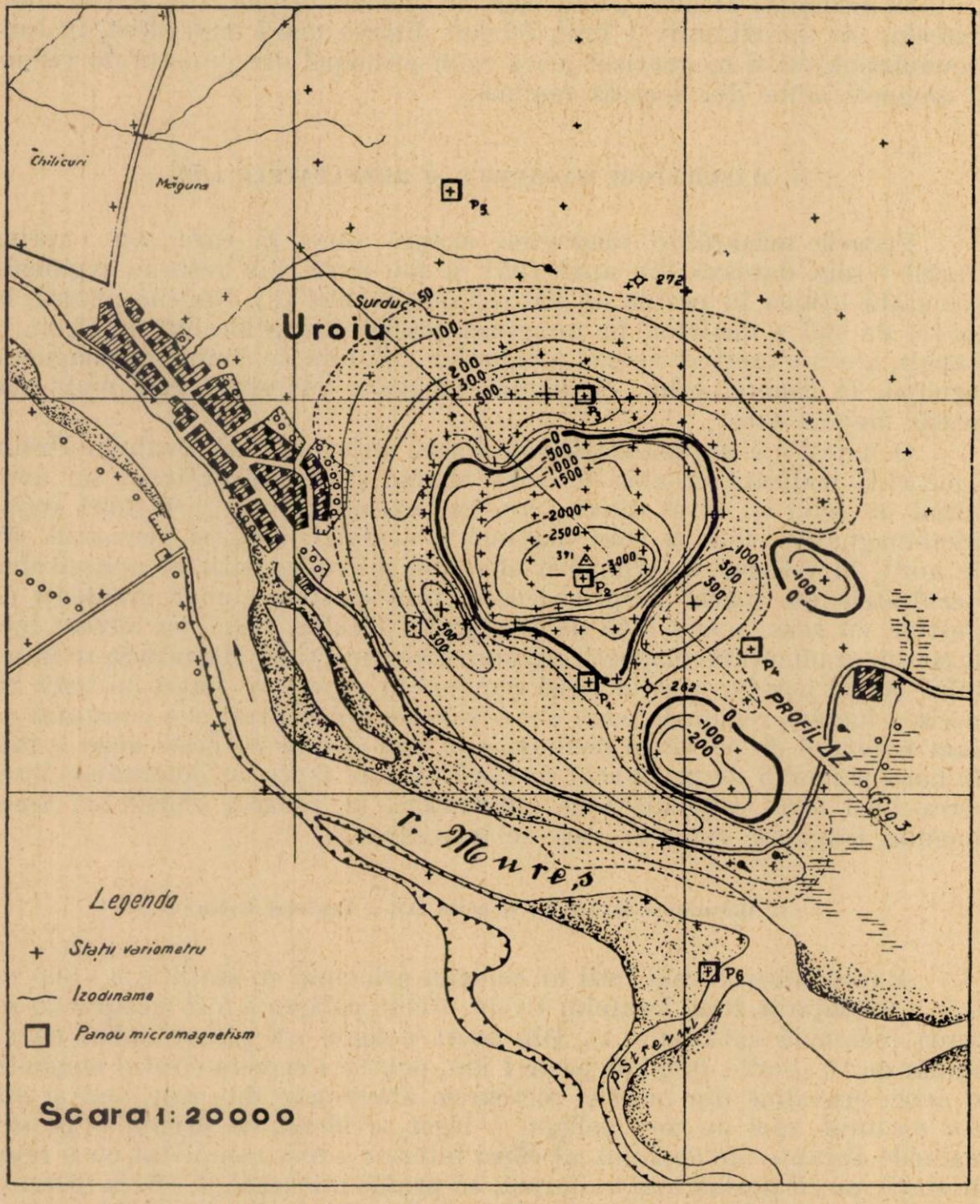


Fig. 1. — Harta ΔZ a regiunii vulcanului Uroiu (Simeria — Hunedoara).

loarea ΔZ pozitivă de +385 γ, are pentru stațiile în cruce valori ΔZ mai mari (de la +440 γ la +553 γ) și o stație (notată cu *b*), cu valoarea ΔZ negativă de −1221 γ, are pentru stațiile în cruce valori care cresc spre

NV şi scad spre SE. Această variaţie este mai mult sau mai puţin conformă cu tabloul general al valorilor ΔZ măsurate, redate de harta ΔZ.

În felul acesta s-a ajuns la construirea cartografică a hărţii ΔZ a regiunii Dealului Uroiu (fig. 1). Este un rezultat remarcabil: partea dominantă a dealului are un efect magnetic puternic negativ, cu gradient maxim de cădere spre SE, în timp ce pantele dealului, inclusiv poalele sale, formează un cadru pozitiv, cu un relief mai intens magnezitat, de formă cvasicirculară (a unei potcoave) care are deschiderea spre SE. Extremităţile sectorului pozitiv se prelungesc astfel: cel din sud pînă în dreptul confluenţei văii Streiului cu valea Mureşului, iar cel din nord pînă la vîlceaua din dreptul viilor satului Rapolt, la est de Dealul Uroiu (aproximativ 300 m nord de şosea). Sub malurile abrupte dinspre S—SE ale dealului şi imediat în dreptul minim-minimorumului zonei negative centrale, se produce o legătură între aceste două ramuri printr-un sector pozitiv, care

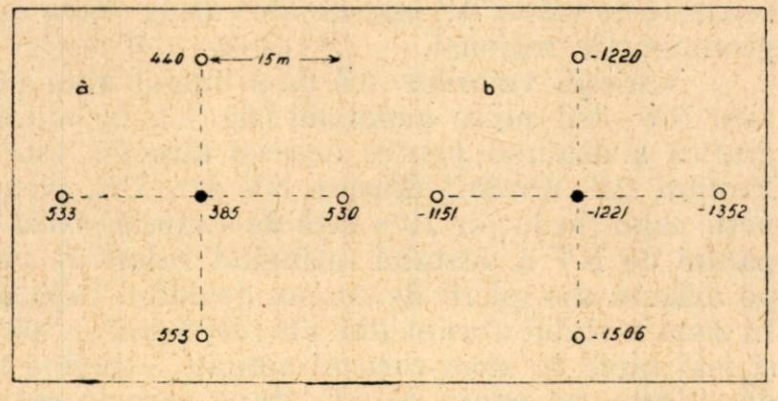


Fig. 2. — Variaţia valorilor ΔZ la două staţii de variometru din reţeaua de detaliu: *a*, din sectorul pozitiv; *b*, din sectorul negativ.

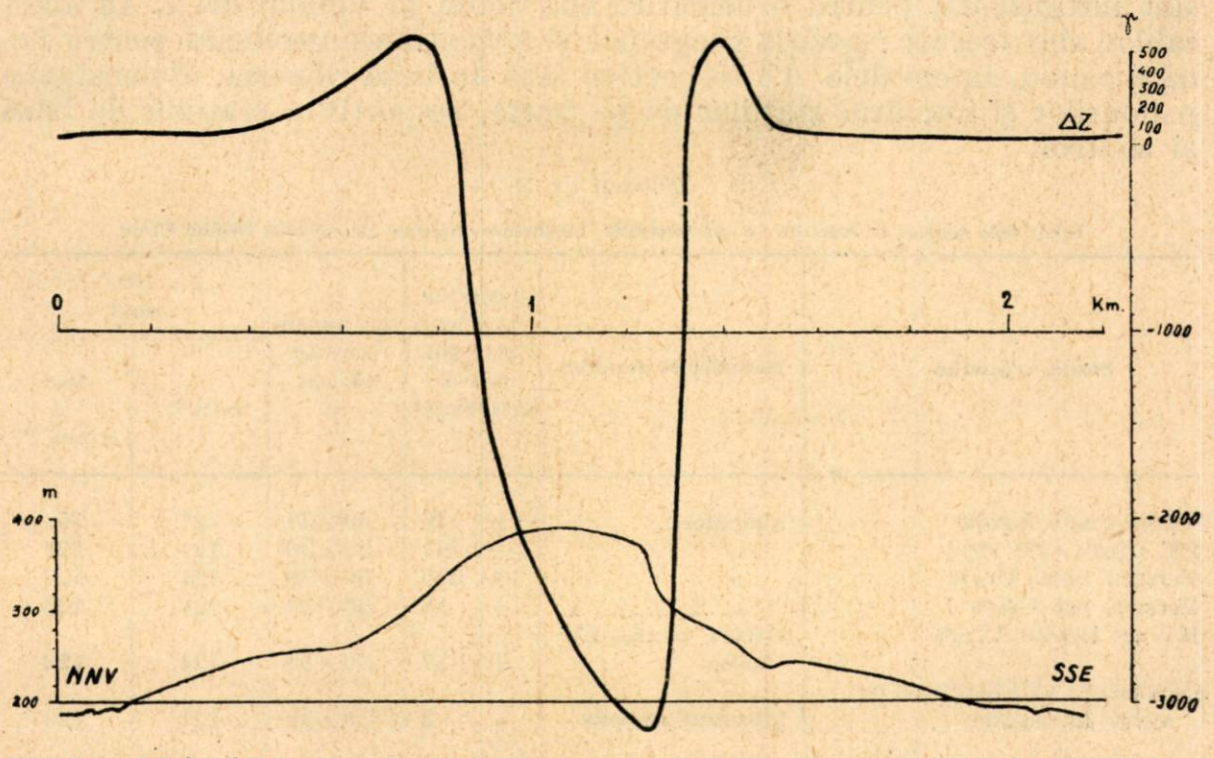


Fig. 3. — Profil ΔZ peste magnetizările normale şi inverse ale vulcanului andezitic Uroiu şi secţia sa topografică.

înconjură astfel complet relieful topografic înalt al dealului magnetizat negativ. Valorile ΔZ scad destul de rapid la exteriorul sectorului pozitiv, stabilizîndu-se la nivelul constant al cîmpului regional. Mai sînt de semnalat două anomalii negative, mult mai reduse ca întindere şi mai puţin intense, situate pe marginile interne ale ambelor ramuri pozitive. Ele sînt separate de valori ΔZ care de-abia ating cîţiva zeci de γ deasupra cîmpului geomagnetic regional.

Variaţia valorilor ΔZ de-a lungul unui profil transversal, de orientare NV—SE peste anomalie (fig. 1), în comparaţie cu secţiunea topografică a dealului pentru aceeaşi direcţie, este reprezentată în figura 3. Profilul ΔZ, urmărit dinspre NV spre SE, pleacă dintr-un cîmp geomagnetic calm (în jur de 10 γ faţă de staţia de bază Simeria), creşte în dreptul pantei de NV a dealului (atingînd valori de peste +500 γ), scade brusc pe măsura apropierii de coama dealului, capătă valorile cele mai scăzute în zona malului abrupt din SE (depăşind —3000 γ), creşte cu un gradient şi mai rapid în zona carierei actuale, atingînd din nou valori pînă în jur de +500 γ pe panta de SE, după care se redresează cu o creştere ceva mai activă decît pe relieful din zona pozitivă din nord, pînă atinge valorile cîmpului regional, mai la SE de limita ramurii de sud a potcoavei pozitive. Valoarea gradientului mediu pe versantul dinspre NV este de aproximativ 18 γ/m, în timp ce gradientul mediu pe ramura dinspre SE este de circa 40 γ/m.

2. Măsurători micromagnetice şi hărţi micromagnetice

Reţelele de micromagnetism măsurate în regiunea Dealului Uroiu sînt înregistrate, pentru o urmărire mai clară, în tabloul nr. 1. În acest tablou sînt trecute : poziţia geografică şi formaţiunea geologică pentru fiecare panou, intervalele ΔZ respective faţă de baza Simeria, dimensiunile panourilor şi numărul staţiilor de pe hartă, respectiv a staţiilor de bază şi control.

Tabloul nr. 1

Unele date tehnice în legătură cu microreţelele magnetice măsurate în regiunea Delului Uroiu

Poziţia geografică	Formaţiunea geologică	Intervalul ΔZ al bazei panoului faţă de baza Simeria γ	Dimensiunile panoului măsurat m	Nr. staţii	
				hartă *)	bază şi control **)
Versant sud Uroiu	andezite	+ 86	30×30	121	161
PT Uroiu (391 m)	„	−2 792	30×30	121	123
Versant nord Uroiu	„	+ 555	30×30	121	123
Versant est Uroiu	„	+ 18	30×30	121	123
NV de Dealul Uroiu	şisturi clorito-filitoase	+ 27	30×30	121	123
Confluenţa văii Streiului cu valea Mureşului	aluviuni actuale	+ 2	30×30	121	123

*) Staţiile reţele imicromagnetice, marcate în hărţile micromagnetice împreună cu valorile ΔZ determinate.
**) Staţionările în baza de lucru a panoului şi staţii remăsurate pentru control din reţeaua micromagnetică.

Măsurătorile micromagnetice au fost executate după metoda propusă de prof. R. Lauterbach (4), (13). Au fost alese microreţele pătratice cu latura de 30 m şi cu staţii la 3 m. Microreţelele sînt orientate pe nord şi au staţia de bază în centrul panoului, fiind măsurate cu un vario-

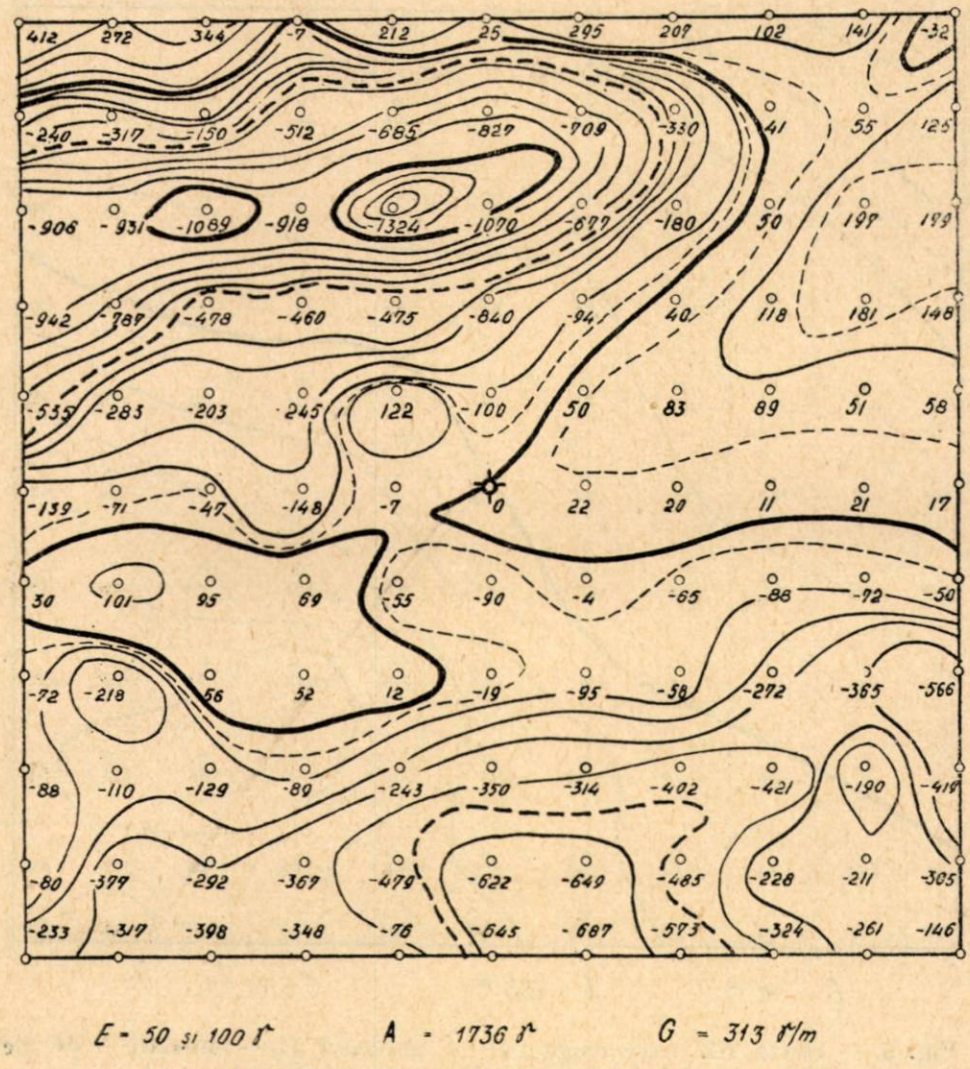


Fig. 4. — Harta ΔZ micromagnetică a panoului P_1 — andezite — de pe versantul de sud al Dealului Uroiu.

metru vertical Fanselau (seria 231), folosindu-se două trepiede (unul fix în bază şi altul mobil).

În cele ce urmează vom prezenta patru panouri măsurate pe andezite şi două panouri pe zone imediat vecine materialului vulcanic (pe cristalin şi pe aluviuni actuale).

a) Panou micromagnetic măsurat pe versantul de sud al Dealului Uroiu. Acest panou se află situat la sud de PT Uroiu, pe creştetul unui mamelon secundar aflat cam la jumătatea pantei. Este de remarcat, de la început, că roca eruptivă a întregului versant de sud al Uroiului este dislocată pînă la o anumită adîncime, datorită nenumăratelor cariere

din care a fost exploatat andezitul. Din această cauză panta versantului este acoperită cu pietrişuri şi blocuri de diferite mărimi, începînd chiar de sub peretele abrupt al dealului. De altminteri, însăşi masa andezitică a mameloanelor stîncoase, de felul aceluia pe care se găseşte panoul măsurat,

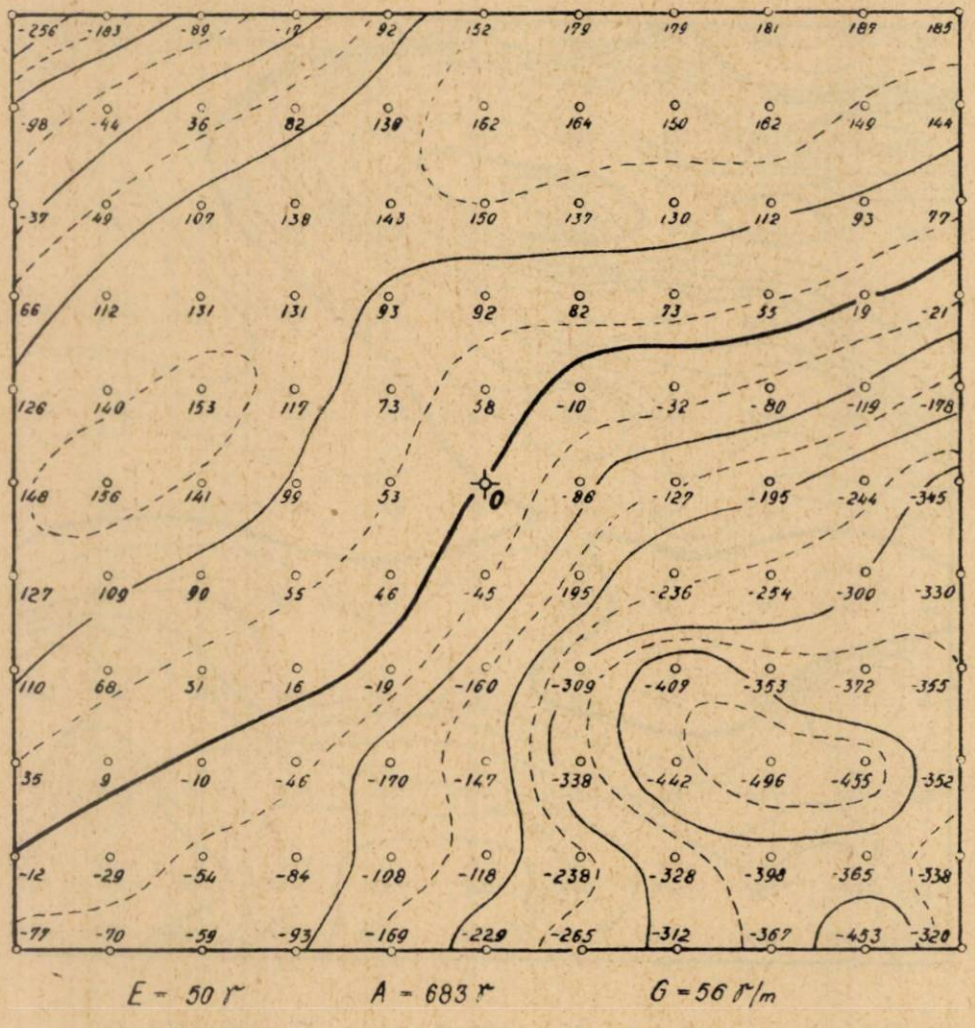


Fig. 5. — Harta ΔZ micromagnetică a panoului P_2 — andezite — de pe vîrful Dealului Uroiu (cota 391 m).

este fragmentată de exploziile din carierele învecinate, fapt care se reflectă destul de clar în imaginea micromagnetică respectivă (fig. 4).

Într-adevăr, harta micromagnetică arată un cîmp destul de ordonat în centrul panoului, care se află în axa mamelonului, şi anomalii intens magnetizate în nordul şi în sudul zonei mediane. După cum vom vedea din analiza panourilor următoare, direcţia cîmpului central este sensibil asemănătoare direcţiilor determinate de măsurătorile de pe andezitul nedislocat. Anomaliile micromagnetice din părţile de sud şi de nord ale panoului sînt intens magnetizate, mai ales pe laturile colţuroase ale blocurilor sau stîncilor dislocate din masa centrală. În general, anomaliile păstrează pentru direcţia cîmpului aceeaşi orientare.

Caracteristicile fizice ale panoului, calculate pentru valorile ΔZ extreme, sînt : amplitudinea A = 1736 γ și gradientul maxim G = 313 γ/m.

b) Panou micromagnetic măsurat pe vîrful dealului, imediat la sud de PT Uroiu (fig. 5). Microrețeaua este situată pe o suprafață aproape

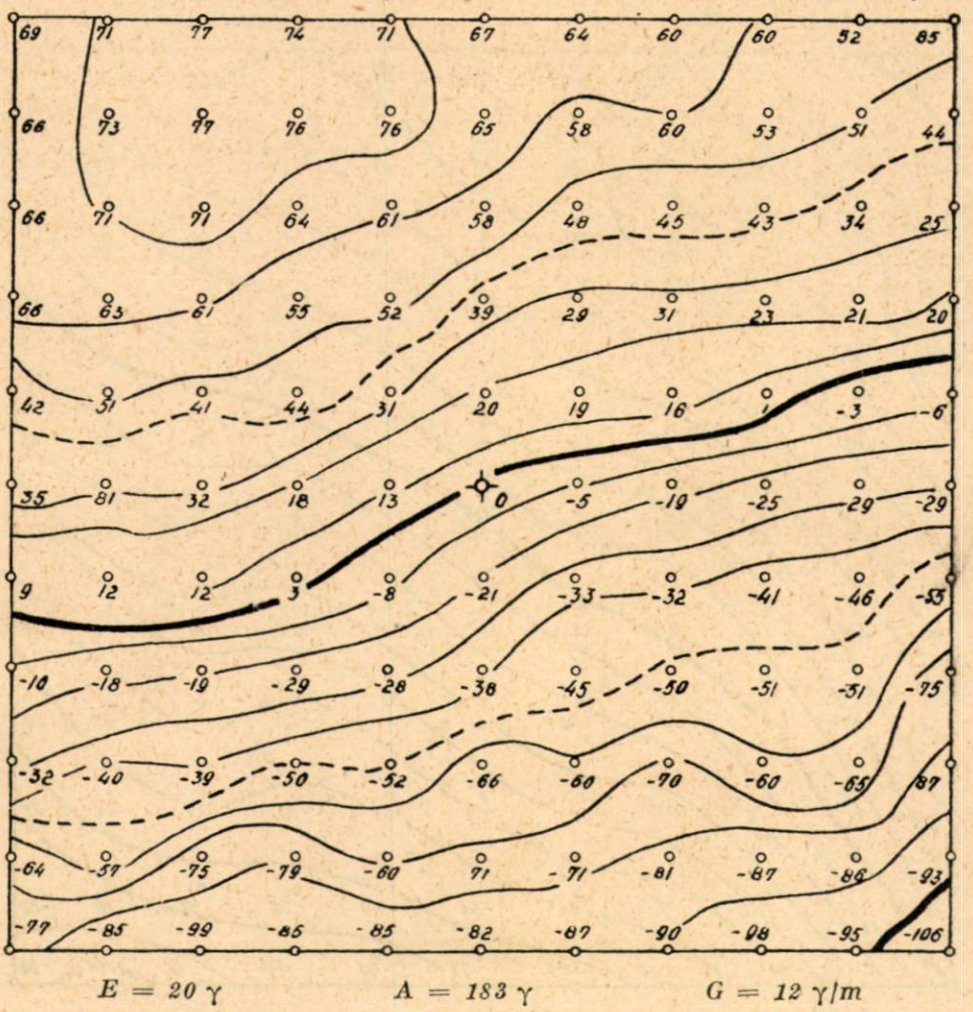


Fig. 6. — Harta ΔZ micromagnetică a panoului P_3 — andezite — de pe versantul de nord al Dealului Uroiu.

orizontală, acoperită cu un strat de sol și iarbă. Marginea de sud a panoului se află la aproximativ 40 m de la malul abrupt.

Imaginea micromagnetică obținută înregistrează un relief pozitiv în formă de bandă, în partea de NV a panoului, flancat spre NV și SE de zone de gradienți care cad destul de rapid cu cîteva sute de γ. Orientarea cîmpului este de la SV spre NE. Sînt de semnalat și microanomalii care indică arii cu magnetizări mai intense. În harta ΔZ a regiunii panoul este situat în partea de NV a minim-minimorumului anomaliei negative centrale.

Caracteristicile fizice ale panoului : A = 683 γ și G = 56 γ/m.

c) Panou micromagnetic măsurat pe versantul de nord al Dealului Uroiu (fig. 6). Microrețeaua se află pe direcția nordică a PT Uroiu, și anume la începutul pantei mamelonului. Suprafața microrețelei este în

pantă, cu sensul de cădere de la S spre N. Masa andezitică este acoperită de asemenea cu sol și iarbă.

Imaginea micromagnetică corespunzătoare panoului reprezintă o distribuție a cîmpului sub formă de izolinii aproape paralele și cu sens

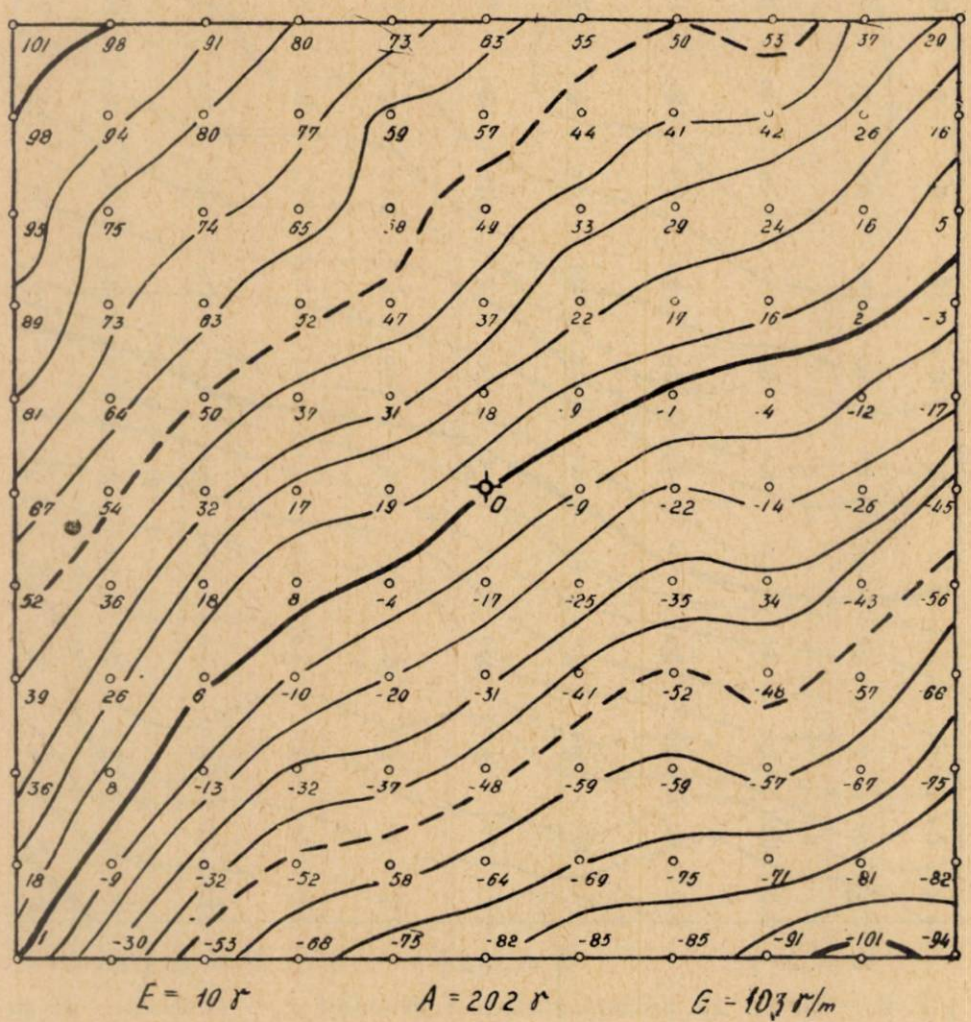


Fig. 7. — Harta ΔZ micromagnetică a panoului P_4 — andezite — de pe versantul de est al Dealului Uroiu.

de creștere de la SE spre NV. Direcția izoliniilor este SV—NE. Pe harta ΔZ a regiunii, acest panou se situează în zona pozitivă care înconjură mamelonul andezitic.

Caracteristicile fizice ale panoului : A = 183 γ și G = 12 γ/m.

d) Panou micromagnetic măsurat pe versantul de est al Dealului Uroiu (fig. 7). Microrețeaua se află situată la aproximativ 200 m SE de cariera din partea de est a malului abrupt al mamelonului andezitic. Suprafața panoului este aproximativ plană, masa andezitică fiind acoperită cu sol și iarbă.

Imaginea micromagnetică este foarte asemănătoare cu precedenta : valorile ΔZ cresc dinspre SE spre NV, de-a lungul unor fîșii aproape para-

lele, de orientare SV—NE. Pe harta ΔZ a regiunii, panoul se află între cele două ramuri ale potcoavei pozitive, și anume la aproximativ jumătatea distanței dintre cele două anomalii negative.

Caracteristicile fizice ale panoului: A = 202 γ și G = 10,3 γ/m.

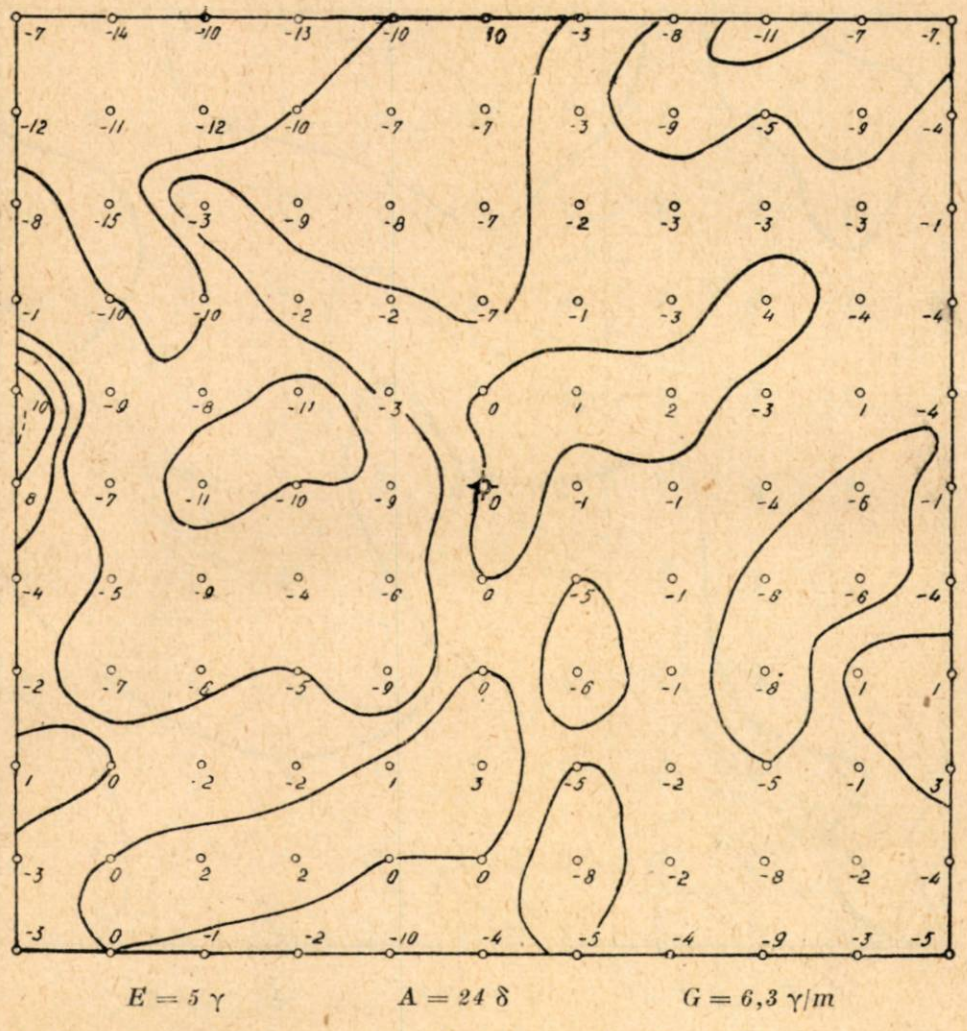


Fig. 8. — Harta ΔZ micromagnetică a panoului P_5 — șisturi cristaline — de pe contactul de NV al masei andezitice.

e) Panou micromagnetic măsurat pe cristalinul din partea de NV a Dealului Uroiu (fig. 8). Microrețeaua este axată pe botul de deal situat pe malul drept al vîlcelei din partea de NE a satului Uroiu. Suprafața panoului este în pantă, cu cădere de la E spre V. Cristalinul, în facies filitos, se află la zi pe întreaga pantă a dealului.

Stilul pe care îl are imaginea micromagnetică a acestui panou este net deosebit de acela al hărților micromagnetice precedente. Cîmpul magnetic măsurat are o variație ΔZ relativ mică, dacă ținem seama de valorile extreme măsurate: +10 γ și −14 γ (A = 24 γ). Întregul panou este presărat cu microanomalii alungite, de intensitate mică și cu direcția generală SV—NE. Gradientul maxim înregistrat (G = 6,3 γ/m) este

singular pe întreaga suprafaţă a panoului. În general, diferenţele ΔZ de la staţie la staţie sînt de cîţiva γ.

f) Panou micromagnetic măsurat pe aluviunile actuale de la confluenţa văii Streiului cu valea Mureşului (fig. 9). Microreţeaua se află

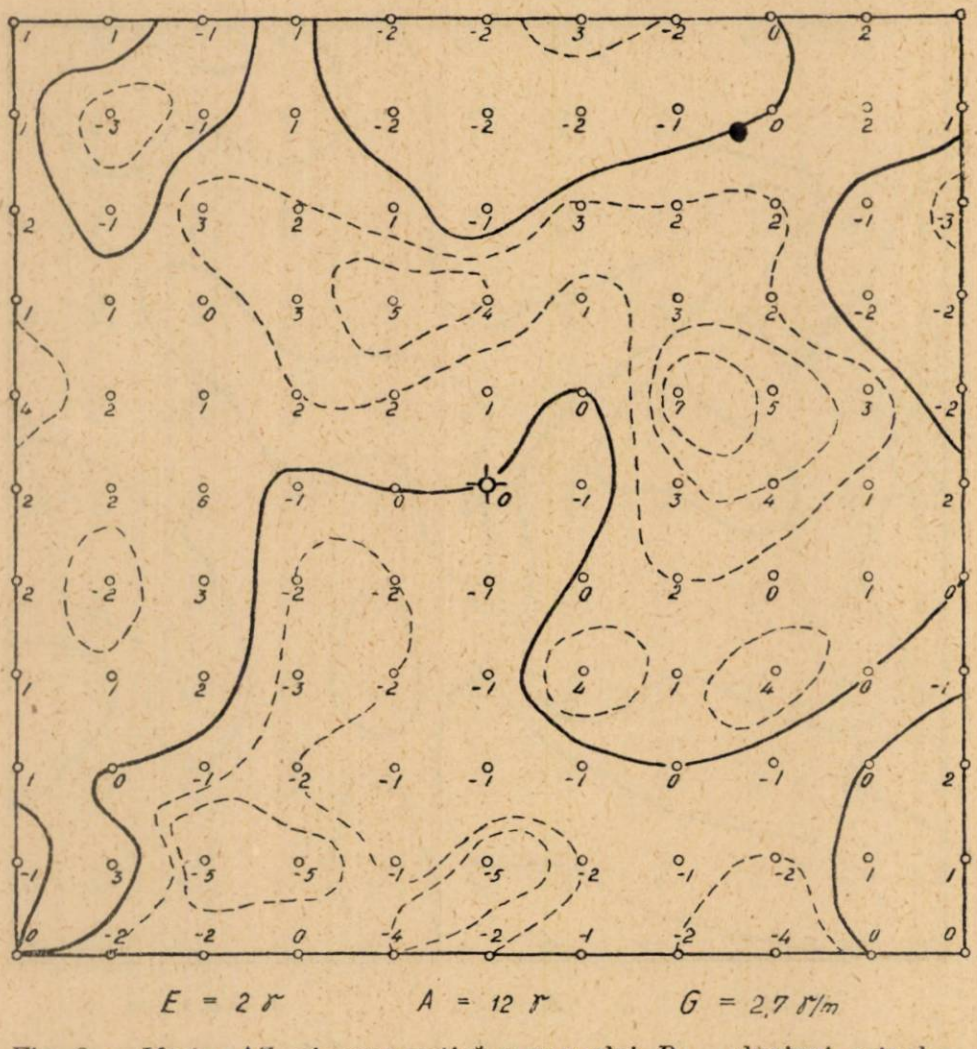


Fig. 9. — Harta ΔZ micromagnetică a panoului P_6 — aluviuni actuale — de la confluenţa văii Streiului cu valea Mureşului.

situată pe plaja actuală de pe malul stîng al Streiului. Aluviunile sînt depuse, în cea mai mare parte, de ultima viitură mare a Streiului şi a Mureşului. Ele sînt formate în general din elemente de cristalin — în majoritate asemănătoare rocilor din Masivul Retezatului. Mărimea elementelor variază de la dimensiunea unui fir de nisip, pînă la blocuri rulate de 4—5 kg.

Imaginea micromagnetică reprezintă un stil nou faţă de hărţile micromagnetice precedente. Pe fondul panoului apare un domeniu mai intens magnetizat spre nord şi altul mai slab magnetizat spre sud. Aria mai intens magnetizată se află pe o zonă cu pietrişuri mari, iar cea cu intensitatea mai scăzută corespunde unei zone cu un procent foarte mare

de nisip. Valorile ΔZ au o variaţie mică. Valorile extreme măsurate sînt: $+7\ \gamma$ şi $-5\ \gamma$ (deci $A = 12\ \gamma$), iar valoarea gradientului maxim de-abia atinge $G = 2{,}7\ \gamma/m$.

3. Stilul variaţiei laterale a cîmpului magnetic anomal Uroiu

Este deosebit de important să analizăm cît mai amănunţit posibil stilul de variaţie laterală a cîmpului magnetic anomal măsurat în regiunea dealului de andezite cu pseudobrookit Uroiu. Această analiză este cu atît mai necesară, cu cît se cunoaşte faptul că pe rocile efuzive, variaţiile intensităţilor de magnetizare sînt dezordonate şi foarte repezi pe distanţe mici, cu treceri rapide de la valori pozitive la valori negative.

În cele ce urmează vom arăta că în ceea ce priveşte vulcanul andezitic Uroiu — exceptînd variaţiile locale menţionate fie prin măsurători în cruce (fig. 2), fie prin reţele micromagnetice (fig. 4—7) — cîmpul magnetic anomal are sensuri majore de dezvoltare, indicate în general de profilul ΔZ transversal hărţii ΔZ (fig. 3).

Întrebarea care se poate pune în legătură cu panourile micromagnetice măsurate pe andezite, este aceea dacă hărţile micromagnetice s-ar modifica pentru reţele cu ochiuri mai mici decît 3 m. Cu alte cuvinte,dacă este justificată alegerea microreţelei cu ochiul pătratic de 3 m, în sensul obţinerii unor imagini fidele ale distribuţiei magnetizării masei andezitice din această regiune.

În acest scop, au fost remăsurate medianele microreţelei de pe vîrful Uroiu (fig. 5), în staţii intermediare, la intervale de 1 şi 1,5 m. Prin urmare, pentru aceste mediane avem valori ΔZ măsurate la intervale de 3, 1,5 şi 1 m. În figura 10 sînt desenate profilele ΔZ corespunzătoare acestor intervale. Se observă cu foarte multă uşurinţă că stilul de variaţie al cîmpului magnetic anomal, măsurat pentru reţeaua cu ochiuri de 3 m de-a lungul medianelor V—E şi S—N, este practic neschimbat de valorile ΔZ obţinute prin îndesirea cu staţii la intervale de 1,5 m, respectiv 1 m. Mai mult, sînt de observat numeroase intervale în care nu apar modificări sau altele în care aceste modificări de-abia ating cîţiva γ. Excepţie face doar ultimul interval din est, de pe profilul V—E (fig. 10, *a*), care înregistrează pentru segmentul estic de 1,5 m o variaţie pozitivă de $+300\ \gamma$. În concluzie, microreţeaua de 3 m asigură pentru andezitul de Uroiu, obţinerea unor imagini fidele corespunzătoare distribuţiei cîmpului magnetic anomal.

Se remarcă cu uşurinţă că alura celor patru hărţi micromagnetice măsurate pe andezit, se înscrie, fiecare, în stilul local al izodinamelor hărţii ΔZ. Mai mult, microreţelele înregistrează şi sensurile de creştere sau de descreştere ale cîmpului anomal, spre axele de maxim sau minim indicate de harta ΔZ (fig. 1).

În scopul de a determina direcţiile preferenţiale de magnetizare corespunzătoare microtectonicii (4), (13), respectiv stilul tectonic general al vulcanului andezitic Uroiu, cristalinului pe care îl străpunge şi aluviunilor care îl înconjură în partea de sud, s-a întocmit statistica tangentelor

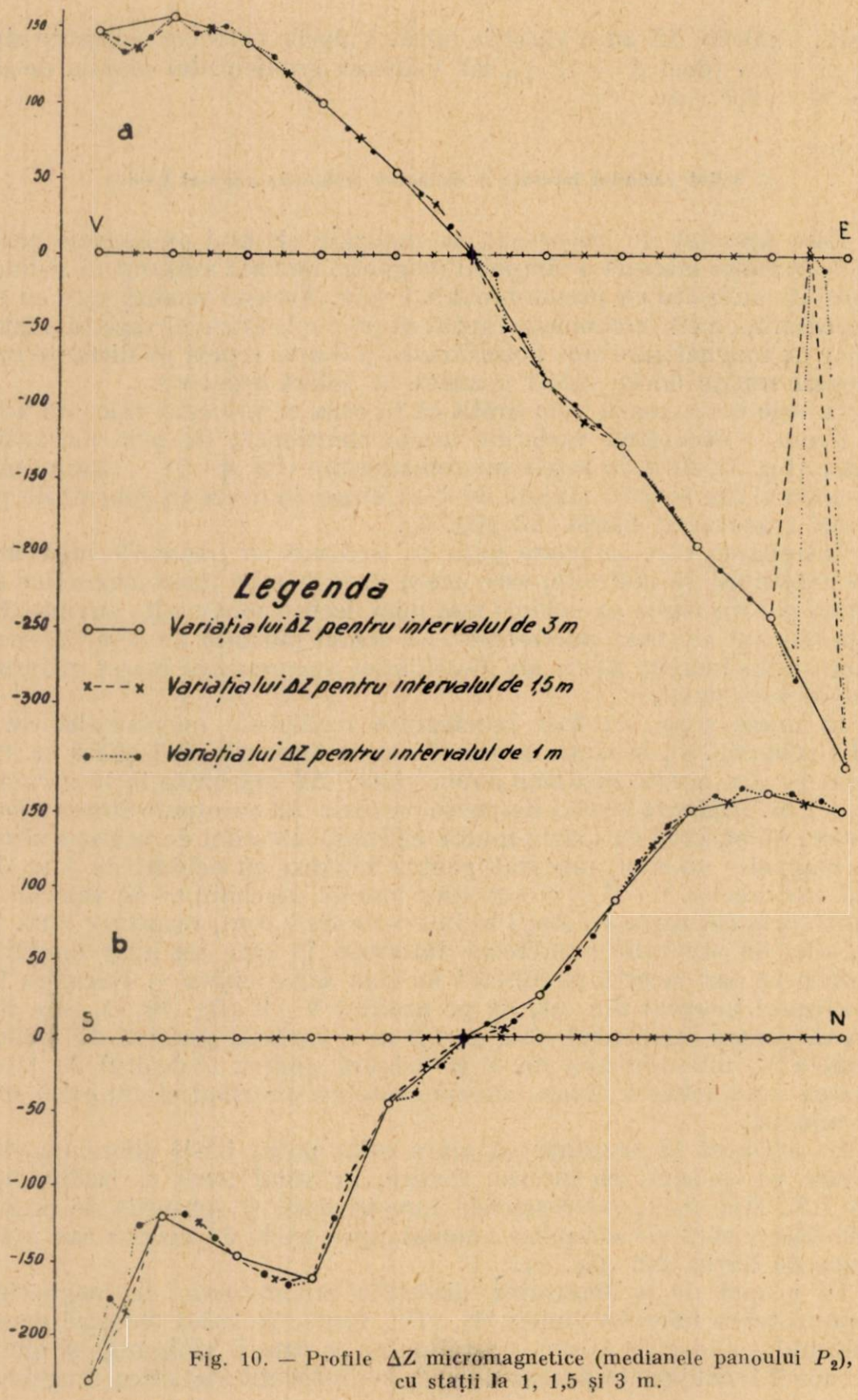


Fig. 10. — Profile ΔZ micromagnetice (medianele panoului P_2), cu stații la 1, 1,5 și 3 m.

hărților micromagnetice și „imaginile Lauterbach" corespunzătoare (fig. 11). Se constată : pentru cele patru panouri măsurate pe andezite, că direcțiile

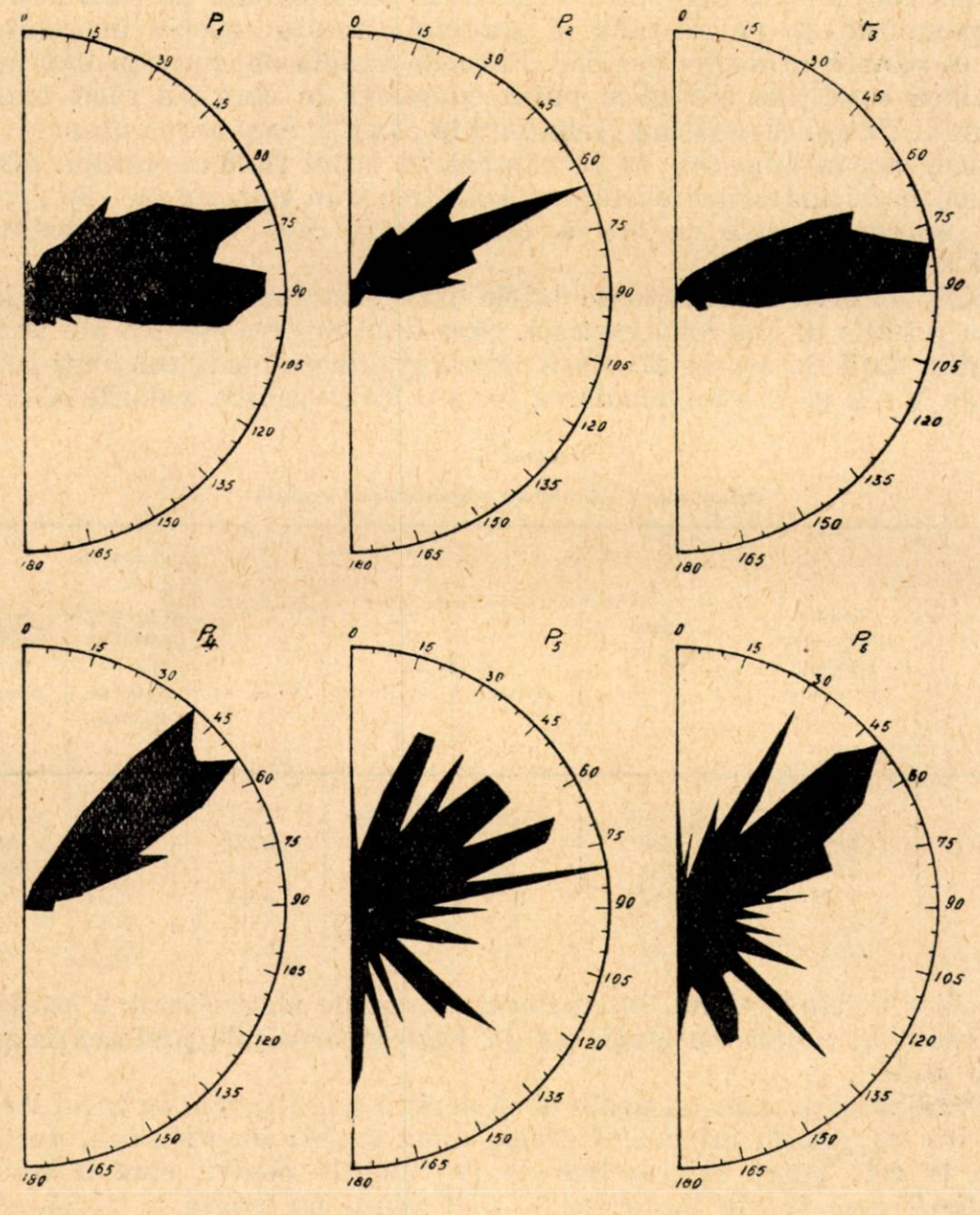


Fig. 11. — „Imaginile Lauterbach" ale panourilor de micromagnetism realizate în regiunea Dealului Uroiu.

$P_1 - P_4$, pentru mase andezitice ; P_5, pentru cristalinul de epizonă adiacent ; P_6, pentru aluviuni actuale (confluența valea Streiului cu valea Mureșului).

preferențiale sînt cuprinse în domeniul 40—90° (respectiv 220—270°); pentru panoul de pe cristalin direcțiile preferențiale cuprind sectorul 30—130° (respectiv 210—310°); iar pentru panoul de pe aluviuni, cele

două direcţii majore corespund direcţiilor de curgere şi sedimentare ale văilor Streiului şi Mureşului [1]).

„Imaginile Lauterbach", corespunzătoare panourilor de pe andezit, au forme simple spre deosebire de formele arborescente pe care le manifestă panourile de pe cristalin şi aluviuni. Aceste aspecte deosebite se referă la situaţii geologice precise. Formele simple obţinute pentru andezite indică condiţiile tectonice puţin complexe în care s-a răcit magma vulcanului Uroiu. Străbătînd cristalinul în condiţii care scapă observaţiilor geologice, corpul andezitic se încadrează în stilul fundamentului. Microtectonica masei andezitice, desfăşurată ca direcţii în sectorul 40—90°, corespunde microtectonicii majore a cristalinului care ocupă aproximativ acelaşi sector (25—80°).

Tabloul nr. 2 rezumă toate datele fizice şi statistice discutate în legătură cu reţelele de micromagnetism. Sînt date intervalele ΔZ ale bazelor panourilor faţă de staţia absolută Deva, gradienţii medii calculaţi pentru direcţiile V—E şi N—S (calcularea lor s-a făcut pentru valorile absolute

Tabloul nr. 2

Datele fizice şi statistice ale microreţelelor prezentate

Nr. crt.	Totalul tangentelor măsurate pe panou	Amplitudinea (A) γ	Gradienţi γ/m			Intensitatea medie a magnetizării panoului faţă de staţia sa de bază γ	Direcţia preferenţială a panoului
			maxim	G (V—E)	G (N—S)		
P_1	814	1 736	313	41,84	77,31	—207,34	V 70° E
P_2	434	683	56	14,68	20,39	— 53,65	V 65° E
P_3	481	183	12	2,04	5,24	— 1,81	V 80° E
P_4	527	202	10,3	3,40	4,51	+ 5,27	V 50° E
P_5	272	24	6,3	1,25	1,05	— 4,25	V 80° E
P_6	337	12	2,7	0,67	0,64	+ 0,20	V 50° E

ale staţiilor fiecărei reţele), intensitatea medie de magnetizare a panoului determinată în raport cu staţia sa de bază şi direcţiile preferenţiale ale fiecărui panou.

Gradientul maxim nu poate avea decît o semnificaţie cu totul locală, adesea numai pentru intervalul dintre două staţii; în orice caz, dacă ne referim la cele patru microreţele de pe andezit pentru care intervalul împrăştierii este foarte mare (10,3—313 γ/m), nu poate fi vorba de a considera acest aspect fizic drept o caracteristică pentru andezitul de Uroiu. Gradienţii medii calculaţi pentru cele două direcţii ale microreţelei V—E şi N—S, dau situaţii statistice probabil mai apropiate de realitate. Astfel, gradientul mediu pentru direcţia N—S este pentru toate cazurile aproape de două ori mai mare decît gradientul mediu pentru direcţia V—E;

[1]) Ştefan Airinei şi Dragomir Romanescu, *Efectul micromagnetic al unor aluviuni din partea de NE a Masivului Poiana Ruscăi* (manuscris).

acest lucru este ilustrat calitativ de înseşi imaginile micromagnetice respective. Mai mult, în condiţii similare indicate de harta ΔZ — poziţiile lor în zone echivalente din punctul de vedere al magnetizării — aceşti parametri sînt sensibil de acelaşi ordin de mărime. Aşa se prezintă valorile gradienţilor pentru microreţelele de pe pantele de nord şi de est ale Uroiului, localizate pe aria anomaliei pozitive inelare. Valorile foarte mari pentru panoul de pe versantul de sud al Uroiului, situat pe acelaşi inel pozitiv, sînt justificate de situaţia specială creată de faptul că masa andezitică este dislocată (prin exploatarea andezitului în cariere). Cît priveşte parametrii panoului de pe vîrful Uroiu, ei corespund ca ordin de mărime zonei care este aproximativ tot de atîtea ori mai intens magnetizată, în valoare absolută, faţă de zona pozitivă înconjurătoare.

În rezumat, analiza — poate incompletă — efectuată în cele de mai sus, a căutat să arate că, indiferent de variaţiile de magnetizare, mai mari sau mai mici, care pot avea loc pe distanţe scurte, cîmpul geomagnetic anomal al regiunii este subordonat unor direcţii majore de magnetizare, prezente în harta ΔZ (fig. 1), respectiv în orice profil ΔZ transversal (fig. 3). Sînt de aşteptat, bineînţeles, unele modificări ale hărţii ΔZ, pentru o reţea cu un număr mai des de puncte de observaţie. Credem, însă, că aceste modificări nu ar putea împiedica discutarea problemelor fundamentale pe care le ridică acest corp geologic magnetizat, după toate aparenţele, normal şi invers.

III. ANALIZA MAGNETIZĂRILOR POZITIVE (NORMALE) ŞI NEGATIVE (INVERSE) DIN REGIUNEA VULCANULUI UROIU

Trebuie s-o spunem de la început că aprecierile noastre au un caracter pur calitativ. Ele reprezintă o interpretare — considerăm, cea mai probabilă — a rezultatelor magnetice prezentate, bazate pe analogii cu numeroase cazuri de acelaşi gen, din literatura de specialitate [1]). Măsurători viitoare adecvate şi studii de laborator speciale vor putea să confirme sau să infirme punctul nostru de vedere actual.

Dealul Uroiu este un vulcan terţiar, format dintr-o masă andezitică uniformă din punct de vedere petrografic, care se dezvoltă în suprafaţă pe aproximativ 1 km^2. Materialul vulcanic a străpuns flancul de sud al anticlinalului de cristalin din partea de SV a Munţilor Metaliferi. Înrădăcinarea acestei mase eruptive apare deosebit de clar şi în harta Bouguer a regiunii, sub forma unei anomalii gravimetrice locale maximale, bine individualizată [2]).

---

[1]) Ne referim în special la monografia asupra magnetismului rocilor a lui T. Nagata (14) şi la volumul de conferinţe asupra magnetismului rocilor, de P. M. S. Blackett (3), (9), (5), (11), (2). Am înţeles să urmăm acest procedeu, din dorinţa de a încerca să completăm explicarea, deocamdată folosind literatura, a cazului magnetizărilor normale şi inverse ale vulcanului Uroiu, care foarte probabil, datorită particularităţilor sale, ar putea deveni un caz de interes internaţional.

[2]) C. Calotă, *Raport preliminar asupra prospecţiunii gravimetrice din bazinul Mureşului (1958)*. Bucureşti, Arhiva Comitetului geologic, Serviciul de geofizică.

Volumul andezitic Uroiu prezintă magnetizări normale (anomalia pozitivă) de jurîmprejurul zonei centrale cvasi-circulare, magnetizată invers (anomalia negativă majoră, inclusiv cele două anomalii minore din partea de SE a hărţii ΔZ). Atît studiul petrografic al andezitului (12), cît şi rezultatele geofizice — magnetice şi gravimetrice — conduc la ideea că zona anomală Uroiu reprezintă coşul vulcanului.

Izolarea acestui eruptiv faţă de celelalte apariţii vulcanice din regiune şi înrădăcinarea sa direct în fundamentul cristalin, într-o zonă care de la sarmaţian încoace a fost puţin supusă evenimentelor tectonice, fac să se presupună că masa andezitică nu a suferit mişcări sau deformări de la poziţia sa iniţială. Acest lucru înlătură din discuţie cauzele tectonice care ar putea conduce, după A. C. Heiland (10), la polarizări inverse.

Plecînd de la informaţiile geologice pe care le deţinem pînă în prezent, asupra andezitului de Uroiu, am ajuns la convingerea că inversiunea cîmpului geomagnetic din partea centrală a vulcanului este de natura unor transformări fizico-chimice ulterioare consolidării rocii primare. Mai mult, faţă de cazurile publicate, imaginea magnetică a Dealului Uroiu constituie un model cu totul particular : prezenţa simultană, fără să fie de aceeaşi vîrstă, a magnetizărilor normale şi magnetizărilor inverse pentru un acelaşi corp geologic, format dintr-o rocă sensibil uniformă din punct de vedere petrografic în ceea ce priveşte masa sa fundamentală.

Înainte de a încerca să analizăm acest model, vom rezuma schema geologică-petrografică a vulcanului Uroiu. Masa fundamentală a vulcanului este un andezit cu structura hipocristalină şi textura masivă, intens silicifiată şi pigmentată cu zone opace, frecvente fenocristale de piroxeni şi minerale femice. Masa andezitică este produsul unei singure erupţii. Separat de faza primară a consolidării magmei — în timpul căreia s-a format varietatea andezitului cu piroxeni (augit-diopsid), de culoare surie-roşcată-cărămizie — a urmat o fază secundară, fumeroliană, în mai multe etape, în timpul căreia, datorită unor agenţi mineralizatori, s-a adăugat varietatea cu biotită (cu hipersten şi pseudobrookit) de culoare roşcată-cărămizie.

Atragem atenţia în mod deosebit asupra acestei faze secundare. În timpul acesteia se adaugă masei fundamentale o sumă de minerale noi, formate pe seama unor minerale din masa primară. V. N. Laţiu descoperă în pigmentul opacitic al andezitului concentraţii de bule gazoase (agentul fumerolian), care contribuie, foarte probabil, şi în prezent la devitrificarea şi recristalizarea rocii primare fundamentale (12). Mineralul secundar, caracteristic andezitului de Uroiu, este pseudobrookitul — o soluţie feromagnetică, de forma : $Fe_2O_3.TiO_2$. Geneza pseudobrookitului este pusă pe seama pneumatolizei şi sublimării vulcanice, care a avut loc în mai multe etape în faza fumeroliană. Acest mineral apare în asociaţie paragenetică cu tridimitul, hiperstenul, augita, hematita, titanitul etc. Deosebit de importantă pentru fenomenul geomagnetic este observaţia că frecvent, pe cristalele de pseudobrookit, sînt prezente aderenţe şi incrustări sub formă de lamele de magnetită, hematită şi ilmenit. Evident, aceste cristale feromagnetice formează un înveliş secundar mai nou, în jurul cristalelor mai vechi de pseudobrookit, care sînt de asemenea secun-

dare în raport cu masa fundamentală a vulcanului (12). Există, însă, și posibilitatea precipitării magnetitei și altor oxizi feromagnetici prin modificări chimice lente, sau oxidarea mineralelor masei fundamentale datorită unor agenți externi, cum ar fi de exemplu circulația apei etc. (7) [1]).

a. *Magnetizări normale și inverse din regiunea Dealului Uroiu pot fi de vîrste diferite.* Facem următoarea precizare: considerăm magnetizări normale în regiunea Dealului Uroiu ariile pozitive din harta ΔZ (fig. 1) și magnetizări inverse, ariile negative. Reamintim că harta ΔZ a fost calculată în raport cu valoarea cîmpului regional [2]), care are în mod convențional un nivel mediu de aproximativ $+10\ \gamma$.

Dacă aproximăm că volumul vulcanului ar avea forma unui cilindru vertical, ne reprezentăm sectorul exterior al cilindrului magnetizat pozitiv, iar partea lui centrală magnetizată negativ, înțelegînd că valorile pozitive sînt datorite, cu foarte multă certitudine, magnetizării termoremanente [3]) din timpul consolidării primare a magmei vulcanului și că este foarte probabil ca în sectorul pozitiv să se cuprindă zona de contact a fundamentului cristalin străpuns, impregnată termic [4]) și magnetizată pe direcția cîmpului normal contemporan erupției la fel cu magma care se răcea. În teren, contactul andezit-cristalin este acoperit în întregime de sol și vegetație, în părțile de NV și N, și de aluviuni, în părțile de S și SE. În literatura de specialitate (3) sînt citate nenumărate cazuri cu specificarea că roca sedimentară sau metamorfică de contact, coaptă de masele intrusive sau de curgerea lavei, este totdeauna magnetizată normal sau invers, după cum este magnetizată masa eruptivă care a străpuns-o (J. Hospers, 1953 și T. Einarsson și T. Sigurgeisson, 1955 — pentru lavele din Islanda; Y. Kato și A. Tagaki, 1955 — pentru unele lave din Japonia etc.). Or, faptul că magnetizările pozitive sînt exterioare, afectînd și roca de contact a fundamentului cristalin, este tocmai indiciul că această magnetizare a fost prima în ordinea vechimii, cu alte cuvinte reprezintă magnetizarea normală a masei andezitice. După ea, apare în timp și se dezvoltă succesiv magnetizarea inversă dinspre centrul masei andezitice, respectiv de la axa coșului vulcanic, spre exterior.

b. *Magnetizarea inversă poate fi rezultatul transformărilor fizico-chimice provocate de acțiunile agenților fumerolieni și de oxidările lente, în stare solidă, ale masei andezitice Uroiu.* Transformările fizico-chimice din masa andezitului Uroiu au avut loc în mai multe etape; acest fapt este ilustrat de generațiile noi de cristale care sînt plantate pe o generație mai veche de cristale. Aceste transformări au fost generate de agenții

[1]) p. 645—667.

[2]) Considerăm drept cîmp regional valoarea medie a anomaliei magnetice din zona înconjurătoare Dealului Uroiu, în care cîmpul geomagnetic are o distribuție sensibil normală, iar valoarea sa numerică reprezintă nivelul de magnetizare al fondului, în raport cu care sînt determinate intensitățile de magnetizare ale volumului andezitic.

[3]) Magnetizarea termoremanentă: o rocă, în a cărei compoziție sînt minerale feromagnetice, își pierde prin încălzire magnetizarea inițială (prin depășirea punctului Curie) și se remagnetizează în timpul răcirii în cîmpul geomagnetic contemporan fenomenului.

[4]) Magma în stare fluidă influențează, prin contact termic și difuziunea de mineralizatori, rocile în interiorul cărora se instalează. Prin răcire, zonele care au depășit temperatura critică Curie, se remagnetizează împreună cu magma în cîmpul geomagnetic contemporan fenomenului.

fumerolieni (12) şi foarte probabil de circulaţia apelor (7). Este foarte greu de ştiut în ce condiţii fizice au acţionat agenţii de transformare de-a lungul timpului, în diversele lor etape de activitate. Ne gîndim în primul rînd la temperaturile pe care le-au avut aceşti agenţi în perioada de circulaţie şi acţiune modificatoare. Este posibil ca, în prima parte a fazei fumeroliene, gazele şi vaporii de apă să fi avut temperaturi care să fi acţionat termic asupra demagnetizării şi remagnetizării mineralelor feromagnetice formate proaspăt. Cu timpul temperaturile au scăzut treptat, transformările fizico-chimice avînd loc în stare solidă în condiţiile normale de zăcămînt. Cu alte cuvinte, ne aflăm în prezenţa unui proces foarte complex de transformări pentru unele minerale din andezitul primar, succedat în timp de la condiţii cu modificări termice la condiţii normale de zăcămînt.

Această împrejurare face aproape imposibilă încadrarea magnetizării inverse din regiunea Uroiu, potrivit mecanismelor teoretice imaginate de L. N é e l (15). Mai mult, aceste condiţii variabile fac ca fenomenul să fie adaptabil parţial la fiecare din cele patru mecanisme ale lui N é e l, sau la oricare combinaţie dintre ele, şi să rămînă totuşi ceva, care să iasă din cadrul lor. În rezumat, şi privite global, aceste mecanisme prevăd existenţa a două subreţele A şi B, în care, datorită unor condiţii speciale, subreţeaua B are momentele magnetice ale tuturor atomilor direct opuşi celor din subreţeaua A. Schimbările fizico-chimice din interiorul unei subreţele (B) atrage demagnetizarea celeilalte subreţele (A), producînd inversarea magnetică a subreţelei modificate (B) (15) [1]. Or, numărul subreţelelor cu minerale feromagnetice din masa andezitică Uroiu este mult mai mare. Este neîndoios faptul că fiecare etapă de transformări a creat o subreţea nouă. Dar lucrul este foarte complicat chiar numai

[1]) E. A s a m i (1954), studiind cîteva lave bazaltice pleistocene de la Cape Kawajiri-Japonia, găseşte de-a lungul coastei o succesiune mare de magnetizări normale şi inverse, la distanţe scurte unele faţă de altele. Proprietăţile fizice ale eşantioanelor din zonele cu magnetizări diferite nu sînt clar diferenţiate. Discutînd imposibilitatea acceptării ideii că magnetizările din această regiune ar fi rezultatul unui cîmp inversat total — în acest caz inversările cîmpului terestru ar fi avut loc de mai multe ori — el explică acest fenomen în legătură cu transformarea înceată în stare solidă şi producerea de minerale feromagnetice care sînt responsabile de aceste autoinversări (3).

S. U y e d a (1955) a cercetat, în mod foarte detaliat în laborator, mai multe minerale magnetizate invers (un dacit spongios, un dacit opalic şi o rocă cu minereu de fier), arătînd că fenomenul autoinversării magnetizării lor este efectul interacţiunii lamelelor de ilmenito-hematit cu matricea înconjurătoare care este formată tot dintr-un mineral ilmeno-hematitic, de o compoziţie diferită. Studiul este însoţit de micrografii electronice ale structurilor acestor lamele (3).

Pot fi citate nenumărate experienţe de laborator care caută să reproducă magnetizări inverse pentru amestecuri de substanţe feromagnetice de diferite compoziţii etc. şi care să imite situaţii cît mai asemănătoare acelora din natură. În fruntea acestor cercetători stă şcoala prof. japonez T. N a g a t a (14), P. M. S. B l a c k e t t (3) etc.

Studii speciale asupra unor eşantioane care să reproducă condiţiile foarte complexe ale stărilor de zăcămînt au făcut cercetătorii sovietici M. A. G r a b o v s k i şi S. I. B r o ţ k a i (1958). Ei atrag atenţia asupra stărilor de anizotropie ale rocilor feromagnetice — anizotropia formei, anizotropia cristalografică şi anizotropia texturală — care atrag asupra acestor roci un lanţ de cauze şi efecte, care produc complicaţii foarte mari în analizarea lor. Ei ajung să demonstreze că magnetizarea reziduală de-a curmezişul straturilor feromagnetice anizotrope, în cazul termomagnetizării, este mai intensă decît magnetizarea reziduală de-a lungul acestor strate (8).

pentru trei subrețele. Or, din studiul mineralogic al andezitului de Uroiu se desprinde clar existența a cel puțin trei subrețele majore cu minerale feromagnetice : 1) subrețeaua primară, cu feroxizii originali ai magmei, magnetizați normal, 2) subrețeaua pseudobrookitului, din primele etape ale fazei transformărilor fumeroliene și 3) subrețeaua cristalelor cu minerale feromagnetice mai tinere, plantată pe subrețeaua cristalelor de pseudobrookit. Este evident că ultimele două subrețele (pentru a nu mai socoti toate fazele intermediare acestora) au produs inversiuni subsecvente care au condus la stabilirea cîmpului invers măsurat.

Modificările fizico-chimice ale mineralelor feromagnetice din masa fundamentală a andezitului de Uroiu pot fi comparate pînă la un anumit punct cu imaginile obținute de S. U y e d a pe cale electronică,asupra structurilor eșantioanelor cu oxizi feromagnetici studiate de el. În aceste eșantioane apar lamele de ilmenit-hematită plantate într-o matrice formată din ilmenit-hematită de altă compoziție. Magnetizarea inversă a acestor roci este un fenomen de interacțiune între aceste două substanțe feromagnetice. În roca andezitică de Uroiu apare un strat de cristale de magnetită, hematită și ilmenit, încrustate într-un strat mai vechi de pseudobrookit, magnetit, titanit, tridinit, hematită etc. Nu avem posibilitatea să știm dacă între aceste două substanțe sînt deosebiri foarte mari de compoziție. Analiza mineralogică arată însă deosebiri clare între mărimea cristalelor, forma lor, modul lor de grupare — în cele două subrețele (12). Adică există anizotropii diferite între stările fizice ale acestor două subrețele. Credem că se poate vorbi, și pentru cazul acestor două subrețele, de posibilitatea interacțiunilor în sensul inversării cîmpului geomagnetic. Sîntem însă în prezența unui fenomen mult mai complex. Și nu am vorbit încă despre prima etapă de autoinversare a cîmpului geomagnetic anomal Uroiu, care a avut loc anterior acesteia, anume între subrețeaua feromagnetică a magmei primare, magnetizată normal în timpul răcirii acesteia, și subrețeaua produsă în primele etape ale fazei fumeroliene o dată cu formarea pseudobrookitului, magnetitului, titanitului, tridimitului, hematitei etc.

Este greu de apreciat, numai pe baza măsurătorilor noastre de teren sau, mai bine spus, din cauza lipsei unor măsurători speciale de laborator asupra eșantioanelor colectate, dacă autoinversarea cîmpului anomal Uroiu s-a produs în salturi, în condițiile formării acestor trei subrețele majore analizate, sau a avut loc în mod progresiv de-a lungul unor nenumărate trepte intermediare, pe măsura evoluției transformărilor care aveau loc în masa andezitului.

c. *Magnetizarea inversă Uroiu poate fi un proces care continuă și în prezent, extinzîndu-se spre limitele exterioare magnetizate normal ale masei andezitice.* Valorile magnetice normale și inverse ale masei vulcanului sînt repartizate concentric. Sectorul exterior — inclusiv zona de contact termic între magma andezitică și cristalin — este magnetizat pozitiv, respectiv normal; partea centrală a cilindrului este puternic magnetizată negativ, adică invers.

În urma analizei și analogiilor discutate s-a ajuns la concluzia că magnetizarea pozitivă este magnetizarea inițială a corpului eruptiv. Ulterior consolidării magmei, și pe măsura transformărilor fizico-chimice din

masa corpului, au putut să apară şi s-au produs magnetizările inverse. Transformările fizico-chimice au avut loc iniţial datorită agenţilor fumerolieni. Calea de acces a acestor agenţi (gaze şi vapori de apă cu mineralizatori) a putut fi, în acest caz, centrul coşului vulcanic.

Chimismul rocii fundamentale andezitice a evoluat din jos în sus şi arborescent, de la centru spre limitele exterioare ale masei andezitice. Figura 12 ilustrează procesul autoinversării. Linia întreruptă reprezintă curba probabilă a cîmpului magnetic normal iniţial al vulcanului Uroiu. Curba plină arată situaţia actuală a magnetizărilor normale şi inverse. Sectorul de minim se află aproximativ în centrul masei andezitice (coşul vulcanului). Această poziţie indică şi locul de maximă activitate fumeroliană, respectiv de transformări fizico-chimice şi autoinversări. Valoarea cîmpului invers scade rapid spre limita externă a zonei centrale negative (fig. 1), reprezentînd evoluţia laterală a transformărilor şi inversărilor.

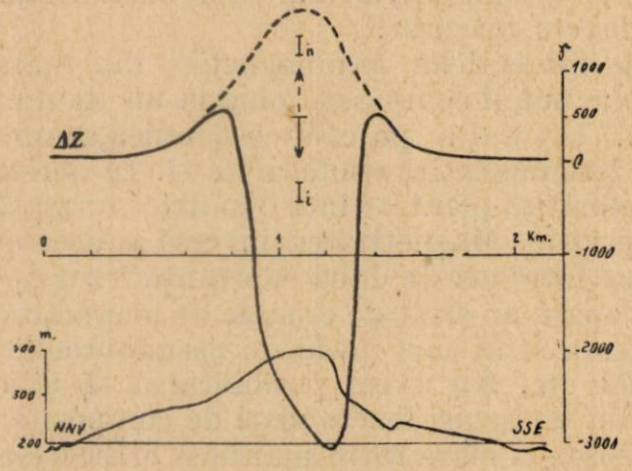


Fig. 12. — Profil ΔZ peste Dealul Uroiu, reprezentînd curba magnetizării normale (*In*) şi curba magnetizării inverse (*Ii*).

Cercetările petrografice au surprins existenţa agenţilor fumerolieni şi în prezent, sub formă de concentraţii gazoase în masa opacitică a andezitului, care probabil devitrifică şi recristalizează şi în zilele noastre roca fundamentală (12), îmbogăţind în continuare ultima subreţea feromagnetică. Dacă la această observaţie mai adăugăm posibilitatea oxidărilor lente, cauzate de agenţii exteriori, cum ar fi circulaţia apelor superficiale şi recristalizările ulterioare acestor transformări (7), se poate afirma că procesul de formare al subreţelelor nu a luat sfîrşit. În consecinţă, fenomenul inversării cîmpului rămas normal sau al modificărilor situaţiei interne a cîmpului invers existent, este posibil să aibă loc şi în prezent. Mai mult, dacă nu se va stabili un echilibru al fenomenelor în acest stadiu, atunci într-un timp mai mult sau mai puţin îndepărtat, masa andezitică a Dealului Uroiu va fi cuprinsă în întregime de efectul magnetizării inverse.

În rezumat, se poate aprecia că problema magnetizărilor normale şi inverse din regiunea vulcanului Uroiu constituie un caz particular, eventual de o valoare deosebită pentru studiul autoinversiunilor.

S-a accentuat că masa andezitică este formată dintr-o rocă fundamentală, mai mult sau mai puţin uniformă pentru întreg volumul eruptiv şi că în legătură cu această rocă, aparent nediferenţiată, sînt găsite simultan magnetizări normale şi magnetizări inverse. Imaginile micromagnetice obţinute pe diferitele zone ale andezitului — fie în zona valorilor negative, fie pe coroana pozitivă — păstrează acelaşi caracter de distribuţie, sugerînd

ideea că proprietățile fizice ale diferitelor zone nu au un grad prea mare de diferențiere.

Din analiza hărții ΔZ s-a ajuns la concluzia că volumul andezitic păstrează magnetizări termoremanente normale în părțile sale exterioare, inclusiv contactul cu roca cristalină pe care a străpuns-o, și manifestă magnetizări inverse foarte intense în partea sa centrală. Magnetizările normale aparțin fazei de răcire, a magmei primare ; magnetizările inverse apar mai tîrziu și se produc o dată cu transformările fizico-chimice în roca fundamentală, fie în etapele fumeroliene, fie prin oxidările și precipitările de minerale noi datorită circulației agenților modificatori externi. Magnetizările inverse apar ca efectele interacțiunilor subsecvente ale unui număr de cel puțin trei subrețele feromagnetice. Din studiile petrografice-mineralogice, privind andezitul de Uroiu, se pot desprinde trei asemenea subrețele feromagnetice majore : 1) subrețeaua rocii primare — magnetizată normal, 2) subrețeaua pseudobrookitului și a altor minerale — produsă de pneumatoliză și sublimare vulcanică și 3) subrețeaua cristalelor de magnetită, hematită și ilmenit — încrustată pe subrețeaua pseudobrookitului, ambele magnetizate invers.

Este de bănuit, dat fiind continuarea proceselor de transformări fizico-chimice și îmbogățirea cu noi minerale a ultimei subrețele feromagnetice, că fenomenul inversării se produce și în prezent, extinzîndu-se spre imitele exterioare ale volumului eruptiv.

CONCLUZII

Măsurătorile magnetice de detaliu și rețelele micromagnetice efectuate în regiunea vulcanului andezitic Uroiu ne-au condus la următoarele rezultate și concluzii :

1. Harta ΔZ indică magnetizări pozitive spre exteriorul masei eruptive — inclusiv contactul cu roca fundamentului cristalin, impregnată termic de lavă și magnetizată o dată cu răcirea magmei — și magnetizări negative în centrul volumului andezitic.

2. Hărțile micromagnetice de pe andezit, cristalin și aluviuni dau imagini magnetice particulare pentru fiecare din aceste formațiuni, indicînd direcții clare de magnetizări în legătură cu microtectonica regiunii,răsfrîntă, deosebit în diferitele mase de roci.

3. Indiferent de variațiile de magnetizare, mai mari sau mai mici, care pot avea loc pe distanțe scurte deasupra masei andezitice, cîmpul geomagnetic anomal al regiunii este subordonat unor direcții majore de magnetizare — care sînt indicate atît de harta ΔZ (fig. 1), cît și de orice profil ΔZ (fig. 3).

4. Anomalia cvasi-inelară cu valori ΔZ pozitive reprezintă magnetizările termoremanente normale ale masei andezitice din timpul răcirii magmei.

5. Anomalia centrală cu valori ΔZ negative reprezintă magnetizările inverse ale masei andezitice, fenomen produs ulterior, datorită modificărilor fizico-chimice din roca fundamentală a vulcanului.

6. Transformările fizico-chimice sînt atribuite la două categorii de factori : agenții fumerolieni, care au activat roca primară în mai multe etape și agenții modificatori externi, care au produs oxidări și precipitări de minerale noi pe seama mineralelor existente.

7. Formarea de minerale noi, printre care oxizii de Fe și Ti sînt permanent prezenți și cristalizarea acestora în spațiile unde au luat ființă conduc la crearea de subrețele feromagnetice, din a căror interacțiune subsecventă apare inversarea cîmpului anomal.

8. Din studiile petrografice-mineralogice privind andezitul de Uroiu se desprind trei subrețele feromagnetice majore :

a) subrețeaua rocii primare — magnetizată normal — conținînd oxizi de Fe feromagnetici ;

b) subrețeaua pseudobrookitului, în care sînt prezente o întreagă suită de minerale (magnetită, hematită, titanit, tridimit etc.), produsă prin pneumatoliză și sublimare vulcanică, în timpul primelor etape fumeroliene ;

c) subrețeaua cristalelor de magnetită-hematită-ilmenit, încrustată pe subrețeaua pseudobrookitului.

9. Existența posibilității, dat fiind prezența transformărilor fizico-chimice și îmbogățirii cu noi minerale a ultimei subrețele feromagnetice, ca fenomenul autoinversării cîmpului normal termoremanent să se producă și în zilele noastre.

10. Atît imaginea magnetică a regiunii Uroiu (harta ΔZ), cît și cea gravimetrică (harta Bouguer), indică înrădăcinarea masei andezitice în fundamentul cristalin.

НОРМАЛЬНАЯ И ОБРАТНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ В РАЙОНЕ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНА УРОЮ (ХУНЕДОАРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

РЕЗЮМЕ

В работе описывается результаты детальных магнитных и микромагнитных измерений, проведенных в районе андезитового вулкана Урою с псевдобрукитом, расположенном в Хунедоарской области (Рудные горы).

Карта ΔZ (рис. 1) указывает на положительную намагниченность пород по направлению к периферии изверженных масс, включая кристаллические породы фундамента, пронизанные спекшейся и намагниченной магмой, а также и на отрицательную намагниченность по направлению к центру вулкана. Микромагнитные карты (рис. 4—9) андезитов, кристаллических образований и наносов представляют различные значения намагниченности, характерные для каждой из указанных трех формаций, и отражают направления намагниченности, которые совпадают с тектоническими линиями района. Установлено, что независимо от намагниченности, изменяющейся на коротких рас-

стояниях над андезитом, аномальное поле района подчиненно главным направлениям намагниченности, которые прослеживаются как на карте ΔZ, так и на всех профилях ΔZ (рис. 3).

Почти кольцевая аномалия с положительными значениями вызвана нормальной термостаточной намагниченностью андезитовых масс в период охлаждения магмы; центральная аномалия с отрицательными значениями ΔZ вызвана обратной намагниченностью, то есть является более поздним явлением, вызванным физико-химическими изменениями пород фундамента. Эти изменения объясняются двумя причинами: деятельностью фумарола, преобразовавшего первичную породу, и внешних агентов, вызывающих окисление и отложение новых минералов, развивающихся за счет ранее существовавших минералов. Минералы новой формации, среди которых окислы Fe или же растворы Fe и Ti повсеместно присутствуют, и их кристаллизация обусловила образование феромагнитных подсеток, в результате взаимодействия которых наблюдаются обратные аномальные поля. В результате минералогического исследования андезита района Урою выявлены три главные феромагнитные подсетки: 1) подсетка первичной породы — нормально намагниченной, 2) подсетка псевдобрукита, гематита, магнетита, титанита, и т.д., вызванная вулканическим невматолизом и сублимацией пород и 3) подсетка кристаллов магнетита-гематита-ильменита, накладывающаяся на сетку псевдобрукита.

На основнии физико-химических изменений и обогащении минералами новой формации последней феромагнитной подсетки авторы рассматривают возможность продолжения процесса обращения нормального термостаточного поля, продолжающегося и в настоящее время, которое в будущем охватит всю андезитовую массу.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта ΔZ района вулкана Урою (Симерия-Хунедоара).

Рис. 2. — Изменение значений ΔZ, отмеченно: на двух вариометрических станциях детальной сетки измерений: *a* — на участке положительных значений; *b* — на участке отрицательных значений.

Рис. 3. — Профиль ΔZ нормальной и обратной намагниченности андезитового вулкана Урою и его топографический разрез.

Рис. 4. — Микромагнитная карта ΔZ участка P_1; андезиты, залегающие на южном склоне горы Дялул Урою.

Рис. 5. — Микромагнитная карта ΔZ участка P_2; андезиты, залегающие на вершине горы Дялул Урою (выс. отм. 391).

Рис. 6. — Микромагнитная карта ΔZ участка P_3; андезиты, залегающие на северном склоне горы Дялул Урою.

Рис. 7. — Микромагнитная карта ΔZ участка P_4; андезиты, залегающие на восточном склоне горы Дялул Урою.

Рис. 8. — Микромагнитная карта ΔZ участка P_5; кристаллические сланцы, приуроченные к северо-западному контакту андезитового массива.

Рис. 9. — Микромагнитная карта ΔZ участка P_6; современные наносы у слияния долин Стрейулуй и Муреша.

Рис. 10. — Микромагнитные профили ΔZ (в центре) участка P_2) со станциями, установленными на расстоянии 1,1 1/2 и 3 м.

Рис. 11. — Диаграммы Лаутербаха для участков микромагнитных измерений в районе горы Дялул Урою: P_1—P_4 — для андезитовых масс; P_5 — для прилегающих эпизональных кристаллических образований;

Рис. 12. — Профиль ΔZ горы Дялул Урою с кривой нормальной (I_n) и обратной (I_i) намагниченности.

MAGNÉTISATIONS NORMALES ET INVERSES DANS LA RÉGION DU VOLCAN ANDÉSITIQUE UROIU (RÉGION DE HUNEDOARA)

RÉSUMÉ

L'auteur présente les résultats des mesures magnétiques de détail et des mesures micromagnétiques dans la région du volcan andésitique à pseudo-brookite, Uroiu, de la région de Hunedoara (monts Metaliferi).

La carte ΔZ (fig. 1) indique des magnétisations positives vers l'extérieur de la masse éruptive, y compris la roche fondamentale cristalline traversée de magma, cuite et magnétisée, et des magnétisations négatives vers le centre du volcan. Les cartes micromagnétiques (fig. 4—9), relevées sur l'andésite, sur le cristallin et sur les alluvions, donnent des images magnétiques particulières pour chacune de ces formations, indiquant les directions de magnétisation qui peuvent être mises en parallèle avec les directions tectoniques de la région. Il résulte de l'analyse que, quelles que soient les variations de magnétisation qui peuvent avoir lieu sur de faibles distances sur l'andésite, le champ anomal de la région est subordonné à certaines directions majeures de magnétisation — qui sont indiquées tant sur la carte ΔZ que par n'importe quel profil ΔZ (fig. 3).

L'anomalie quasi-annulaire, à valeurs ΔZ positives, représente les magnétisations thermo-rémanentes normales de la masse andésitique à l'époque du refroidissement du magma ; l'anomalie centrale, à valeurs ΔZ négatives, représente les magnétisations inverses, phénomène ultérieur, dû aux modifications physico-chimiques de la roche fondamentale. Les transformations physico-chimiques sont attribuées à deux catégories de causes : à l'action des fumerolles, qui ont activé la roche primaire en plusieurs étapes, et aux agents modificateurs externes, qui déterminent de nouvelles oxydations et précipitations minérales au dépens des minéraux pré-existants. La formation de nouveaux minéraux — parmi lesquels les oxydes de Fe ou les solutions de Fe et de Ti sont toujours présents — et leur cristallisation dans les espaces où ils prennent naissance conduisent à la création de sous-réseaux ferromagnétiques, dont l'interaction produit l'inversion du champ anomal. Les études minéralogiques de l'andésite d'Uroiu font ressortir trois sous-réseaux ferromagnétiques majeurs : 1° le sous-réseau de la roche primaire — normalement magnétisé, 2° le sous-réseau de pseudo-brookite, hématite, magnétite, titanite, etc. — dû à la pneumatolyse et à la sublimation volcanique, et 3° le sous-réseau des cristaux de magnétite-hématite-ilménite, incrusté sur le sous-réseau de pseudo-brookite.

Etant donné la présence des transformations physiques et chimiques et l'enrichissement du dernier sous-réseau ferromagnétique par de nouveaux minéraux, l'auteur discute la possibilité de production, de nos jours également, du phénomène d'auto-inversion du champ thermo-rémanent normal, ainsi que la possibilité pour ce phénomène de s'étendre, à l'avenir, à la masse andésitique toute entière.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte ΔZ de la région du volcan Uroiu (Simeria-Hunedoara).

Fig. 2. — Variation des valeurs ΔZ dans deux stations de variomètre du réseau de détail : *a*, du secteur positif ; *b*, du secteur négatif.

Fig. 3. — Profil ΔZ traversant les magnétisations normales et inverses du volcan andésitique Uroiu et la section topographique de celui-ci.

Fig. 4. — Carte ΔZ micromagnétique du panneau P_1 — andésites — du versant Sud de Dealul Uroiu.

Fig. 5. — Carte ΔZ micromagnétique du panneau P_2 — andésites — du sommet de Dealul Uroiu (cote 391).

Fig. 6. — Carte ΔZ micromagnétique du panneau P_3 — andésites — du versant Nord de Dealul Uroiu.

Fig. 7. — Carte ΔZ micromagnétique du panneau P_4 — andésites — du versant Est de Dealul Uroiu.

Fig. 8. — Carte ΔZ micromagnétique du panneau P_5 — schistes cristallins — au contact Nord-Ouest de la masse andésitique.

Fig. 9. — Carte ΔZ micromagnétique du panneau P_6 — alluvions actuelles — au confluent des vallées du Streiu et du Mureş.

Fig. 10. — Profils ΔZ micromagnétiques (médianes du panneau P_2), avec des stations à 1 m, 1,5 m et 3 m.

Fig. 11. — Images Lauterbach des panneaux de micromagnétisme, pratiqués dans la région Dealul Uroiu : P_1—P_4, pour la masse andésitique ; P_5, pour le cristallin d'épizone adjacent ; P_6, pour les alluvions actuelles (au confluent des vallées du Streiu et du Mureş).

Fig. 12. — Profil ΔZ transversal de Dealul Uroiu, montrant la courbe de la magnétisation normale (I_n) et celle de la magnétisation inverse (I_i).

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Ştefan, *Ridicări magnetice regionale în Transilvania (Munţii Perşani şi regiunea Sibiu-Blaj-Hunedoara-Haţeg)*. Dări de seamă Com. geol., 1959, t. 42 (1954—1955), p. 135—148.
2. Akopian T. G., *O paleomagnetizme izverjennih gornih porod Armenii*. Izv. An. SSSR, Ser. Gheofiz., 1958, nr. 8, p. 1033—1039.
3. Blackett P. M. S., *Lectures on rock magnetism*. Jerusalem, 1956.
4. Buchheim W. u. Lauterbach R., *Isanomalen-Richtungsstatistik als Hilfsmittel tektonischer Analyse*. Gerlands zur Geophysik, 1953, caietul 2, p. 88.
5. Dixius R., *Anomale Magnetiseirungsrichtungen der Rhön-Basalte*. Geofizica pura e applicata, 1954, t. 28, p. 109—148.
6. Ghiţulescu T. P. et Socolescu M., *Étude géologique et minière des monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes)*. An. Inst. Géol. Roum., 1941, t. 21, p. 181—464.
7. Goldschmidt V. M., *Geochemistry*. Oxford, 1954.
8. Grabovski M. A. i Broţkai S. I., *Normalnoe namagnicevanie i termonamagnicevanie anizotropnih gornih porod*. Izv. AN. SSSR, Ser. Gheofiz., 1958, nr. 8, p. 977—988.
9. Grabovski M. A. i Puşkov A. N., *K voprosu o vosniknovenii ostatocinoi namagnicennosti obratnoi polearnosti v gornih porodah*. Izv. AN. SSSR, Ser. Gheofiz., 1954, nr. 4, p. 320—330.

10. Heiland A. C., *Possible causes of abnormal polarisations of magnetic formations.* Ztschr. Geophys., 1930, t. 6, caietele 4—7, p. 228—235.
11. Irving E. a. Green R., *Paleomagnetic evidence from the Cretaceous and Cainozoic.* Nature, 1957, t. 179, nr. 4569, p. 1064.
12. Laţiu V. N., *Contribuţiuni la studiul petrografic al andezitului — cu pseudobrookit şi cu incluziuni exogene — de la Uroiu (jud. Hunedoara).* Rev. Muz. geol. mineralog. Univ. din Cluj, 1936, t. 6, nr. 1—2, p. 104—126.
13. Lauterbach R., *Mikromagnetik — ein Hilfsmittel geologischer Erkundung.* Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx-Universität—Leipzig, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, 1953—1954, caietul 3, p. 224.
14. Nagata T., *Rock-Magnetism.* Tokyo, 1953.
15. Néel Louis, *L'inversion de l'aimantation permanente des roches.* Ann. Géophys. 1951, t. 7, nr. 2, p. 90—102.
16. Papiu V. C., *Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni).* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, t. V, nr. 1, 1953, p. 107—213.

NOI DATE GEOFIZICE ASUPRA ZONEI CENTRALE A DEPRESIUNII HAȚEG

DE

MARIUS VISARION și JUSTIN ANDREI

Comunicare prezentată de SABBA ȘTEFĂNESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 25 februarie 1958

INTRODUCERE

Datele geofizice care stau la baza prezentei lucrări au fost furnizate de măsurătorile gravimetrice și magnetice executate de Comitetul geologic în bazinul Hațegului, între anii 1956 și 1957, în scopul unor cercetări cu caracter economico-științific.

Perimetrul la care ne vom referi este jalonat de localitățile Silvaș — Subcetate — Ohaba-de-sub-Piatră — Sălașul-de-Jos — Unciuc — Berthelot, limitînd o suprafață de circa 150 km^2.

Regiunea cercetată a făcut, anterior, obiectul unor cartări regionale și de detaliu, dintre care vom cita pe cele mai importante.

În anul 1950, Sc. Stoenescu, în cadrul unor cercetări gravimetrice regionale, efectuate pe rama de est a Masivului Poiana Ruscăi, semnalează în bazinul Hațegului o anomalie de minim, orientată pe direcția Sîntămăria — Toteşti — Poeni.

În anul 1951, St. Airinei execută o ridicare magnetică de recunoaștere în SV Transilvaniei, care individualizează în bazinul Hațeg o anomalie magnetică pozitivă, orientată pe direcția Ciopea—Peșteana.

Aceste lucrări au făcut obiectul unui studiu comun prezentat în cadrul Academiei R.P.R. (10).

În concepția autorilor, anomalia gravimetrică oferă imaginea raportului de mase dintre marea acumulare de depozite sedimentare din interiorul bazinului și efectul cumulat al cristalinului și al unor puternice corpuri intruzive, foarte probabil de natură bazică, cel puțin pe rama nordică, rămase în interiorul acestuia (10). Anomalia magnetică de maxim

prin analogie cu situația din bazinul Transilvaniei, a fost interpretată ca un „efect al prezenței în substrat, la o adîncime importantă, a unei mase eruptive, formată din roci cu magnetizare mai importantă" (10) [1]. Autorii presupun, că această masă intruzivă a fost pusă în loc de-a lungul prelungirii spre SV a faliei Cioclovina—Ciopea.

În anul 1953, A. Ștefănciuc întreprinde o prospecțiune magnetică de detaliu, în bazinul Răchitova, care individualizează o serie de zone anomale, atribuite unor cauze superficiale, ca un efect al variației intensității de magnetizare a rocilor sedimentare. Cauzele superficiale sînt demonstrate și de existența unor efecte de relief [2].

Măsurătorile geofizice prezentate de autori au fost executate într-o rețea de profile cu stații la circa 200 m, distanța dintre profile variind de la 0,4 la 1,2 km, rezultînd o densitate de 8 puncte/km^2.

Măsurarea variației componentei verticale a cîmpului gravific a fost efectuată cu gravimetrul Nörgaard T.N.K. 1428 prevăzut cu instalație termostatică, eroarea maximă nedepășind $\pm 0{,}20$ mgal.

Deoarece măsurătorile gravimetrice sînt executate pe suprafața fizică a pămîntului, rezultatele lor trebuie supuse reducerilor geofizice, care au scopul de a le aduce în stare de comparabilitate. Pentru calcularea anomaliei Bouguer s-au folosit metodele de reducere clasice, și anume :

— reducerea de elevație (Faye și Bouguer) în scopul eliminării influenței stratului intermediar cuprins între suprafața topografică reală și suprafața de referință corespunzătoare nivelului mării ;

— reducerea de cîmp normal, calculată în raport cu paralela 45° N pe baza elipsoidului internațional de referință ;

— reducerea de relief, evaluată în intervalul 0—5,0 km prin metoda Schleussener, pentru eliminarea influenței maselor din imediata vecinătate a stațiilor.

Densitatea maselor superficiale cuprinse între suprafața topografică și planul de referință ales, necesară pentru calculele reducerilor geofizice, a fost stabilită prin metodele indirecte preconizate de Nettleton și Jung, care au condus la valoarea medie $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3. Putem remarca aplicarea cu succes a metodei sugerate de L. Enyed (2) care, pe baza calculării a 30 de grupe de 3 stații, a condus la un rezultat similar.

Cercetările magnetice au fost executate cu variometrul universal Askania 002, măsurîndu-se ambele componente ale cîmpului geomagnetic (ΔZ, ΔH). Eroarea de măsurare pe stație pentru variația componentei verticale ΔZ a oscilat între 0 și 10 γ și numai în mod excepțional a atins valoarea maximă de $\pm 15\ \gamma$. În ceea ce privește componenta ΔH, datorită influenței deosebit de puternice a variației diurne, nu a putut fi folosită decît pe cîteva profile.

Măsurătorile magnetice au fost raportate la baza magnetică de la 3 km NE de Hațeg, stabilită în anul 1956 și legată de stația de ordinul I Deva de F. Ionescu.

---

[1]) p. 284.

[2]) A. Ștefănciuc, *Cercetări magnetice în Masivul Poiana Ruscăi*, 1953 (manuscris).

CONDIŢIILE FIZICO-GEOLOGICE DE APLICABILITATE A METODELOR GEOFIZICE

Geologia Depresiunii Haţeg ne este cunoscută graţie lucrărilor lui F. Nopcsa, F. Laufer (4), M. A. Mamulea (6), (7) şi C. Gheorghiu (3).

Depresiunea Haţeg se prezintă ca un bazin tectonic şi de subsidenţă, înconjurat de Masivele cristaline Sebeş, Poiana Ruscăi şi Retezat. Această depresiune se poate împărţi, pe baza unor criterii stratigrafice şi tectonice, în trei bazine secundare cu caractere distincte: la est, bazinul Pui, la vest, bazinul Sarmizegetusa—Răchitova, iar la nord, bazinul Strei.

Lucrarea noastră este amplasată în zona centrală de îmbinare a celor trei bazine, fiind extinsă, în special, pe aria bazinului Sarmizegetusa—Răchitova. Cum caracterele geologice ale bazinului Sarmizegetusa sînt în bună măsură valabile şi pentru zonele limitrofe ale celorlalte două bazine, ne vom referi pentru simplificarea expunerii la acesta.

Bazinul Sarmizegetuza are ca fundament şisturile cristaline ale pînzei getice, constituite din şisturi mezo-catazonale. Raporturile bazinului cu rama sa cristalină sînt de natură tectonică, bazinul fiind limitat la nord, vest şi sud de importante linii de fractură.

La est, bazinul Sarmizegetusa este separat de bazinul Pui printr-o ridicare anticlinală pe linia Ciopea—Valea Dîljii (7).

Faptul că la sud depozitele sedimentare iau contact de front cu şisturile cristaline ale autohtonului, arată că acest bazin a luat naştere după punerea în loc a pînzei getice. Determinările de densitate efectuate prin profile gravimetrice, în Poiana Ruscăi, au condus la valoarea medie de $\sigma = 2{,}5$ g/cm^3 (C. Calotă), $\sigma = 2{,}65-2{,}70$ g/cm^3 (D. Romanescu) şi $\sigma = 2{,}50-2{,}60$ g/cm^3 (M. Visarion).

Determinările de laborator au stabilit densitatea medie de $\sigma = 2{,}80$ g/cm^3 (Laboratorul Comitetului geologic), valabilă atît pentru cristalinul getic, cît şi pentru autohton.

Densităţile mai mari, stabilite de D. Romanescu, au fost deduse din profile cu dimensiuni şi denivelări foarte mari, reflectînd, fără îndoială, efectul maselor dense mai adînci.

Comparînd determinările de densitate efectuate în laborator, cu cele stabilite prin profile gravimetrice, se constată un decalaj de 0,3 g/cm^3. Cauzele acestui decalaj au fost larg dezbătute în literatura de specialitate şi nu vom mai insista asupra lor. Istoria geologică a bazinului Sarmizegetusa începe în senonian.

Senonianul are caracter transgresiv, fiind alcătuit dintr-o serie marno-gresoasă de factură flişoidă. Apare numai pe rama vestică a bazinului, avînd o grosime medie care se estimează la circa 900 m.

Danianul îmbracă un facies lacustru, cuprinzînd conglomerate, gresii, argile şi intercalaţii de tufuri. Trebuie menţionat că intercalaţiile de tufuri sînt caracteristice pentru partea de vest a bazinului. În zona anticlinalului Ciopea—Valea Dîljii se dezvoltă în suprafaţă stratele de

Sînpetru în care nu se citează intercalaţii de tufuri şi care ar reprezenta, după M. A. Mamulea, partea superioară a danianului (6). În gresiile acestui complex, F. Nopcsa a descoperit numeroase resturi de dinosaurieni.

Studiile microscopice demonstrează că întreg complexul danian are un pronunţat caracter tufitic.

Determinările de laborator au indicat pentru gresia cu reptile o densitate $\sigma = 2{,}5-2{,}6$ g/cm^3 (Laboratorul Comitetului geologic).

Grosimea întregului etaj se estimează la 700 m.

În vest, depozitele senoniene şi daniene sînt străbătute de dykuri de porfirit.

Paleogen-acvitanianul se dispune discordant pe cristalin, senonian şi danian, îmbrăcînd un facies continental, reprezentat prin bolovănişuri, gresii friabile şi argile de culoare roşie. Acest complex are circa 300 m grosime. Determinările de densitate prin profile gravimetrice indică pentru aceasta o valoare medie de $\sigma = 2{,}15$ g/cm^3 (M. Visarion).

Tortonianul transgresează şi în Depresiunea Haţegului, fiind constituit dintr-o serie marno-nisipo-gresoasă, a cărei grosime se estimează la circa 200 m. Apare bine dezvoltat la nord de Haţeg. Densitatea sa medie, dedusă din profile gravimetrice, este de circa 2,2 g/cm^3.

Sarmaţianul este constituit dintr-o serie argilo-gresoasă cu intercalaţii de cărbuni. Grosimea complexului este de circa 200 m. Determinările de densitate făcute pe eşantioane de marnă nisipoasă au indicat o valoare $\sigma = 2{,}10$ g/cm^3 (Laboratorul Comitetului geologic).

Pliocenul este dezvoltat într-un facies continental, fiind constituit din nisipuri, argile şi pietrişuri neconsolidate. Grosimea sa nu depăşeşte 150 m. Se dezvoltă în umplutura sinclinalului Peşteana—Poeni şi la sud de Valea Dîljii.

Cuaternarul are o extindere mare în suprafaţă, mascînd depozitele mai vechi. Este reprezentat de pornituri, terase, conuri de dejecţie şi aluviuni.

Recapitulînd cele de mai sus constatăm că importantul contrast de densitate între formaţiunile cristaline şi sedimentarul de umplutură, estimat de circa 0,25—0,35 g/cm^3, oferă metodei gravimetrice o bună aplicare în studiul dispoziţiei spaţiale a fundamentului.

Nu dispunem, din păcate, de date referitoare la proprietăţile magnetice ale rocilor din zona studiată. Putem sublinia însă că, prin natura lor petrografică, atît faciesul tufogen al danianului, cît şi porfiritele pot avea proprietăţi magnetice marcante.

REZULTATE GEOFIZICE

a. Rezultate gravimetrice

Harta gravimetrică a regiunii Haţeg—Unciuc—Ohaba (fig. 2) se prezintă puternic perturbată, curbele izogame polarizîndu-se în jurul a două aliniamente anomale principale: minimul Rea—Toteşti şi maximul Ciopea—sud Unciuc.

Zona centrală a hărții este dominată de prezența importantei anomalii de minim Rea—Toteşti, orientată în general NE—SV.

Anomalia gravimetrică are un aspect regulat, izogamele descriind un contur elipsoidal aproape perfect. Axa acestei anomalii prezintă la periferii tendințe de torsionare. În sectorul Unciuc, axa de minim are tendința de a se orienta est-vest, în timp ce în sectorul estic, axa are tendința de a se dirija spre nord.

Anomalia de minim este condiționată probabil de deficitul de masă creat de depozitele sedimentare, care suferă o îngroşare în centrul bazinului.

Spre nord, est şi sud anomalia Rea—Toteşti este îmbrăcată de zone de îndesire a curbelor izogame, de intensitate remarcabilă.

În sectorul nordic al hărții Bouguer, putem remarca existența a două cordoane de gradient principale, dirijate NE-SV. Cordonul nordic, situat la limita cristalin-sedimentar, este mai puțin dezvoltat, suferind în mod rapid o destrămare spre NE. Adiacent cu acesta, spre sud, se reliefează un al doilea cordon de gradient, care poate fi urmărit pînă la N de Hațeg. Gradientul orizontal mediu este de 9,5 mgal/km. Un efect gravimetric similar a fost înregistrat pe rama estică a bazinului Hațeg pe direcția est Hațeg—Sîntămăria—nord Ciopea. La nord de Hațeg, acest cordon suferă o încurbație spre vest, avînd tendința de destrămare în zona localității Berthelot.

Cordonul de gradient sudic, individualizat ca atare între Săcel şi Unciuc se orientează NE-SV, prezentînd în sectorul său central, unde este mai pregnant, un gradient orizontal mediu de 4 mgal/km.

Fără îndoială, aceste cordoane de gradient corespund unor trepte în fundament, de-a lungul cărora depozitele sedimentare de umplutură iau contact de front cu formațiunile cristaline, care constituie rama bazinului Hațeg.

În sectorul sudic al hărții Bouguer, pe aria de dezvoltare a cristalinului şi depozitelor danian-paleogene, se individualizează a doua linie gravimetrică principală, anomalia de maxim Ciopea—sud Unciuc. Anomalia este orientată NE-SV, fiind paralelă cu anomalia de minim Rea — Toteşti. Pe direcție, la nord de Sălaşul-de-Jos, se constată o diminuare a valorilor gravitației care separă pe această axă două zone anomale principale, rămase deschise spre nord-est şi sud-vest.

Anomalia de maxim îşi are originea probabil în excesul de masă furnizat de apropierea de suprafață a formațiunilor dense care constituie fundamentul.

În sfîrşit, la sud de anomalia de maxim Ciopea—sud Unciuc, valorile scad rapid, anunțînd o nouă depresiune gravimetrică, în legătură cu îngroşarea sedimentelor noi din bazinul Pui.

b. Rezultate magnetice

Harta componentei verticale a cîmpului magnetic se caracterizează printr-un grad ridicat de agitație, care permite totuşi trasarea unor direcții preferențiale. Spre deosebire de harta gravimetrică, care

în perimetrul cercetat prezintă variaţii mari, harta magnetică conturează anomalii de intensitate redusă, cuprinsă între +130 şi —40 γ.

În raport cu amplasamentul axelor anomale din harta Bouguer constatăm că avem de-a face atît cu axe anomale magnetice care se suprapun în limitele unei anumite toleranţe cu axele gravimetrice, cît

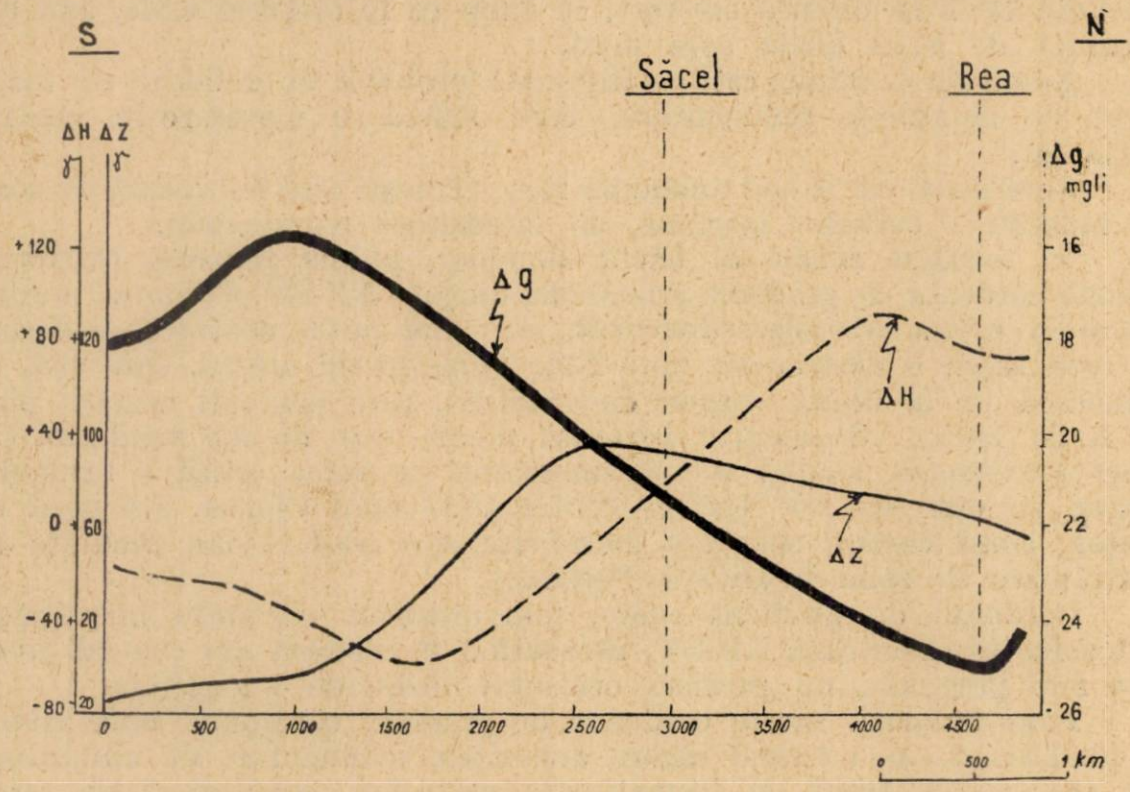


Fig. 1. — Profil gravimetric şi magnetic pe rama sudică a bazinului Haţeg.

şi cu anomalii magnetice mult decalate faţă de acestea. Se remarcă totuşi, că nici anomaliile magnetice din a doua categorie nu sînt absolut independente, ele prezentînd un oarecare paralelism cu direcţiile anomaliilor gravimetrice.

În zona centrală a hărţii magnetice se individualizează o anomalie de maxim, de profil asimetric, pe direcţia Pîclişa—Săcel—Haţeg (fig. 1). La est de Săcel, anomalia trimite o apofiză spre nord de Ciopea care are caracterul unei linii de dipoli. Minimul acestui aliniament de dipoli fragmentează la Bărăşti anomalia Pîclişa—Săcel—Haţeg în două centre distincte, unul nordic cuprins între localităţile Bărăşti—Nălăţvad, cu intensitatea de + 100γ, şi altul între Bărăşti şi Săcel de +130 γ.

În raport cu harta Bouguer, anomalia magnetică Pîclişa—Haţeg se situează între anomaliile gravimetrice principale descrise. Faţă de aspectul general al anomaliei magnetice, aliniamentul de dipoli din sectorul Bărăşti, apare ca un accident local.

La sud de anomalia de maxim, valorile scad conturînd o anomalie de minim, amplasată ceva mai la sud de anomalia gravimetrică de maxim Ciopea—sud Unciuc. Anomalia magnetică rămîne deschisă spre sud-vest.

Față de anomalia gravimetrică, anomalia magnetică prezintă un relief riguros inversat zonelor cu valori diminuate din harta Bouguer, corespunzîndu-le zone de creștere a valorilor componentei verticale ΔZ. Caracterele amintite sugerează o cauză comună anomaliilor conjugate din acest sector.

Față de harta componentei verticale ΔZ ridicată de Ș t. A i r i n e i, harta noastră prezintă aspecte cu totul noi, anomalia de maxim — cartată de acest autor — rezolvîndu-se într-o serie de anomalii cu caracter local, fapt care se datorește unei densități mai ridicate de puncte de observație.

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DATELOR GEOFIZICE

În cele ce urmează, vom încerca să atribuim o cauză geologică anomaliilor gravimetrice și magnetice descrise anterior. În acest scop, vom corela rezultatele gravimetrice și magnetice cu datele furnizate de geologia de suprafață. Anomaliile care nu vor putea fi corelate în întregime cu datele geologice superficiale, vor fi asociate unor cauze mai profunde.

a) Cercetările geologice au dus la concluzia că bazinul Hațeg este tectonic și de subsidență, condiționat de existența unor fracturi periferice. Cercetările gravimetrice confirmă pe deplin această imagine tectonică, ilustrată de prezența cordoanelor de gradient orizontal, amplasate în vecinătatea contactului depozitelor sedimentare cu rama cristalină. Un asemenea accident tectonic, confirmat de lucrările noastre, este materializat de cordonul de gradient care se suprapune la nord de Berthelot pe falia Crăguiș—Vălioara. Dacă cercetările geologice nu au pus în evidență în acest sector decît prezența acestei falii, datele gravimetrice demonstrează, prin existența unor zone de îndesiri a curbelor izogame, prezența spre sud a altor fracturi avînd aceeași orientare, care sugerează imaginea unei scufundări în trepte a fundamentului cristalin.

La est de Crăguiș, depozitele paleogene și tortoniene maschează evoluția spre est a faliei Crăguiș — Vălioara. Datele gravimetrice, prin efilarea cordonului de gradient, demonstrează amortizarea faliei spre est.

Falia de la sud se prelungește spre est pînă în apropierea localității Hațeg, unde cordonul de gradient se destramă și deci linia de slabă rezistență se amortizează.

La est de Hațeg apare un alt cordon de gradient, orientat NNV-SSE, care poate fi urmărit pînă la nord de Ciopea, fiind probabil și acesta efectul unei linii de falii, care bordează spre est zona de scufundare Rea—Totești. Aspectul clasic al acestui cordon de gradient a permis calcularea parametrilor faliei, admițînd un contrast de densitate mediu de 0,30 g/cm^3 între fundament și sedimentar. S-a dedus că falia are buza superioară la 200 m și săritura de 1300 m. F. L a u f e r (4) a presupus existența acestei linii de falii, bazat pe dispariția spre vest a cristalinului de la Subcetate. El a amplasat-o însă ceva mai la est.

În sfîrșit, la sud de anomalia gravimetrică de minim, între Unciuc și Bărăști, curbele izogame capătă aspectul unui fascicul paralel, corespunzînd prin analogie dislocației care condiționează spre sud zona de scufundare Rea—Toteşti.

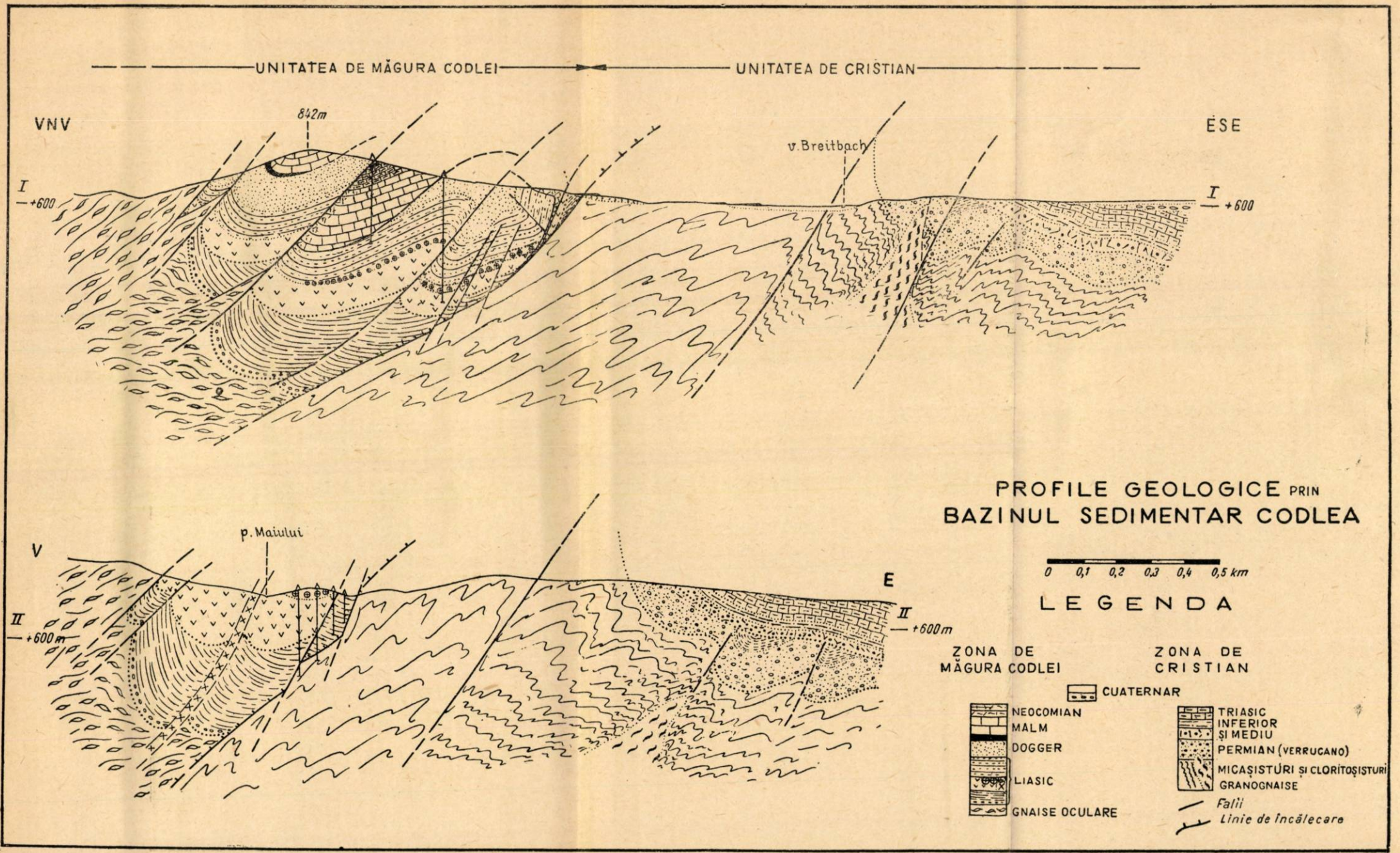
În ansamblu, amplasamentul cordoanelor de gradient și felul cum se rezolvă pe direcții, ne sugerează existența unui sistem de fracturi în releu, pe ramele de nord, est și sud ale bazinului Hațeg.

Zona centrală, dominată de puternica anomalie de minim gravimetric Rea—Toteşti, așa cum arată și Sc. Stoenescu și Șt. Airinei (10), ar indica zona de maximă scufundare a depozitelor sedimentare.

Dacă spre vest, anomalia de minim ar cumula, așa cum presupuneau autorii citați, pe lîngă efectul deficitului de masă — creat de îngroșarea depozitelor sedimentare — și un deficit de masă cu caracter mai profund, cantonat în formațiunile cristaline, spre est această presupunere nu mai este necesară. Într-adevăr, anomalia Rea—Toteşti se amortizează în zona orașului Hațeg, axa ei nedirijîndu-se spre cristalinul Sebeșului, așa cum sugerează harta autorilor citați. Din harta noastră se vede clar că la est de cordonul de gradient Hațeg—nord Ciopea, curbele izogame nu suferă nici o perturbație pe direcția est-vest.

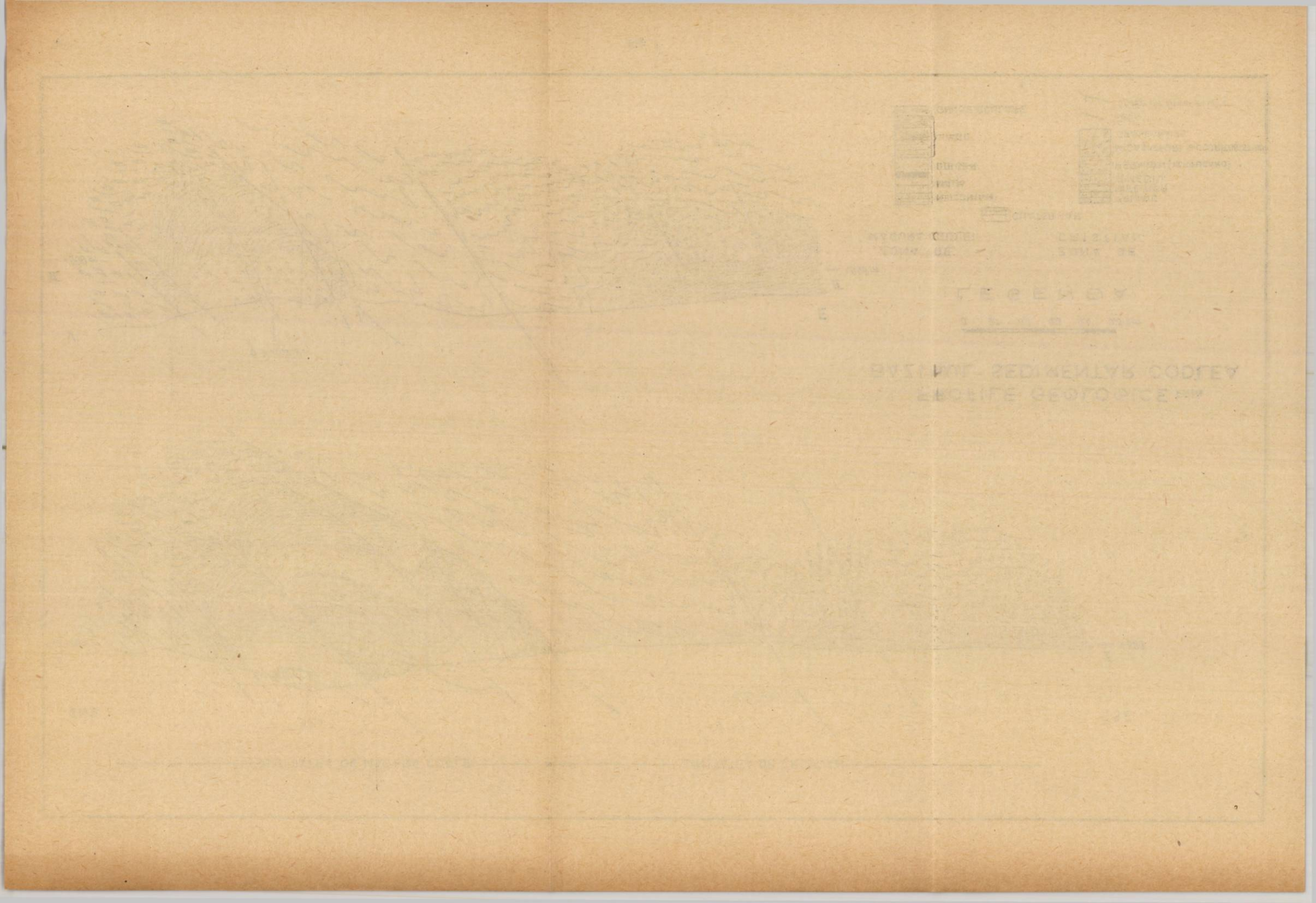
Anomalia de maxim Ciopea—sud Unciuc aduce un element nou în cunoașterea distribuției cîmpului gravific din bazinul Hațeg. După părerea noastră, această anomalie corespunde unei creste de cristalin, care a funcționat ca o barieră despărțitoare între bazinul Pui și bazinul Sarmizegetusa—Răchitova. Această creastă a avut probabil un joc destul de important pe verticală, constituind — pe cît se pare — factorul tectonic care a condiționat formarea anticlinalului Ciopea—Valea Dîljii. Această idee nu ne aparține; ea a fost susținută anterior de M. A. Mamulea (7). Rezultatele noastre confirmă această ipoteză geologică și precizează amplasamentul crestei cu o finețe de care cartarea geologică în acest sector nu este capabilă. Asimilînd această creastă cu un cilindru orizontal infinit, am determinat pentru un contrast de densitate de 0,3 g/cm^3, între cristalin și sedimentar, o adîncime la creastă de circa 300 m. Părerea exprimată asupra naturii petrografice a acestei creste, este întărită de existența anomaliei magnetice conjugate de minim Ciopea—sud Unciuc.

Este locul să arătăm că ne raliem constatărilor făcute de Șt. Airinei, care a demonstrat prin măsurătorile executate pe rama sudică a bazinului Transilvaniei magnetizarea mai slabă a șisturilor cristaline în raport cu rocile sedimentare adiacente. Este cazul să precizăm că spre deosebire de Șt. Airinei, care consideră că această manifestare este caracteristică șisturilor cristaline în general, explicînd-o prin pierderea proprietăților magnetice în cursul procesului de metamorfism a materialului primar, noi optăm pentru ideea că proprietățile amintite sînt proprii numai unor șisturi paracristaline; cu alte cuvinte, considerăm că magnetizarea mai slabă a cristalinului se datorește în primul rînd lipsei acumulărilor de magnetică în materialul sedimentar primordial, antrenat ulterior în procesul de metamorfism.


UNITATEA DE MĂGURA CODLEI
UNITATEA DE CRISTIAN
VNV
842m
ESE
v. Breitbach
I
+600
I
+600
V
p. Maiului
E
II
+600m
II
+600m
PROFILE GEOLOGICE PRIN
BAZINUL SEDIMENTAR CODLEA
0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 km
LEGENDA
ZONA DE MĂGURA CODLEI
ZONA DE CRISTIAN
CUATERNAR
NEOCOMIAN
MALM
DOGGER
LIASIC
GNAISE OCULARE
TRIASIC INFERIOR ȘI MEDIU
PERMIAN (VERRUCANO)
MICAȘISTURI ȘI CLORITOȘISTURI
GRANOGNAISE
Falii
Linie de încălecare

c. 1271

Fig. 2



ŏ Hațeg

p. Galbena

ŏ Subcetate-Orlea

ŏ Nățvad

+20

p. Gîrlița

ŏ Sîntămăria-Or.

p. Sălișțea

+100

r.ul Mare

ŏ Totești

+40

+80

ŏ Bărăști

+60

+100

ŏ Piclișa

ŏ Săcel

120

ŏ Ciopea

r. Streiul

ŏ Sînpetru

ŏ Unciuc

ŏ Ohaba-de-sub-Piatră

+40

+80

20

ŏ Sălașul-de-Jos

HARTA COMPONENTEI VERTICALE ΔZ

a reg. Hațeg - Unciuc - Ohaba

Geologia după M.A. Mamulea

LEGENDA

- Cristalin getic
- Senonian
- Danian
- Paleogen
- Sarmațian + Tortonian
- Cuaternar
- Izodiname ΔZ
- Falii
- 25 / Poziția stratelor

0 500 1000 m

c. 1271

ig. 3

Într-adevăr, la Ciopea întîlnim șisturi cristaline de origine sedimentară.

O bună ilustrare a acestei ipoteze o constituie rezultatele măsurătorilor magnetice executate de D. Romanescu[1]) în autohtonul zonei de Neamțu din regiunea Glogul-Rău — Corniareva. Autorul constată în această regiune o serie de anomalii magnetice localizate pe unele aflorimente de amfibolite, în timp ce alte apariții de amfibolite nu dădeau nici o anomalie în distribuția cîmpului magnetic. La sugestia lui D. Romanescu, geologul I. Rădulescu a întreprins un studiu microscopic atent asupra celor două categorii de amfibolite, determinînd că eșantioanele care dădeau anomalii magnetice erau ortoamfibolite, în timp ce eșantioanele culese din aflorimentele care nu perturbau cîmpul magnetic erau paraamfibolite.

Evident, aceste două tipuri de amfibolite au suferit aceleași fenomene termodinamice de metamorfism, fenomene care nu au dus însă la pierderea proprietăților magnetice ale rocilor eruptive bazice, transformate ulterior în ortoamfibolite. Fenomenele termice și dinamice pot schimba intensitatea de magnetizare a rocilor, dar nu pot face să dispară proprietățile magnetice primordiale decît în cazuri cu totul particulare.

Revenind la linia gravimetrică de maxim discutată, la nord de Sălașul-de-Jos, se observă o diminuare a valorilor cîmpului gravific, ca efect al scufundării axiale a crestei de cristalin.

Prin analogie cu anomalia Rea—Totești, anomalia gravimetrică de minim, care se deschide în zona Ohaba—Sălașul-de-Jos, ar corespunde unei alte zone depresionare a fundamentului care ar constitui zona de maximă scufundare a bazinului Pui. Din valorile anomaliei Bouguer, cartate pînă în prezent, putem constata că amplitudinea acestei zone de scufundare este comparabilă cu cea a zonei Rea—Totești.

b) Harta componentei verticale ΔZ (fig. 3) aduce o serie de date noi, care completează interpretarea geologică a măsurătorilor geofizice din bazinul Hațeg.

Aspectul general al hărții componentei verticale ΔZ, sugerează existența unor cauze perturbante care își au originea mai aproape de suprafață decît cele din harta Bouguer.

Raportîndu-ne la anomalia centrală de maxim Pîclișa—Săcel—Hațeg, remarcăm paralelismul axei sale cu traiectul curbelor izogame din harta Bouguer. Mersul curbelor izogame Δg se află în strînsă relație cu relieful fundamentului și, implicit, cu dispoziția spațială a depozitelor sedimentare, care fără îndoială mulează acest relief.

Putem face deocamdată o primă constatare, și anume: anomalia magnetică de maxim urmărește pe direcție formațiunile sedimentare de pe rama bazinului. Pe de altă parte, analizînd modul de prezentare al anomaliei magnetice, constatăm caracterul ei asimetric, în sensul că gradientul orizontal este mai mare spre exteriorul bazinului și mai mic

---

[1]) D. Romanescu, *Raport asupra măsurătorilor magnetice ΔZ de informație și detaliu executat în regiunea Globul-Rău — Valea Bolvașniței — Corniareva*, 1955 (manuscris).

spre interior. Acest fapt demonstrează o înclinare spre centrul bazinului a corpului perturbant care produce anomalia.

A treia constatare, care se poate face în analiza hărţii magnetice, ar fi că această cauză perturbantă este relativ superficială, caracterul anomaliei nepermiţîndu-ne să presupunem localizarea ei în fundamentul bazinului.

În virtutea constatărilor enunţate şi a datelor geologice de care dispunem, considerăm că anomalia magnetică de maxim Pîclişa—Săcel—Haţeg s-ar datora faciesului vulcanogen al depozitelor daniene.

O confirmare a ipotezei emise o constituie rezultatul ridicărilor magnetice executate, în anul 1953, de Al. Ştefănciuc[1]) în bazinul Stei—Răchitova. Comparînd hărţile magnetice cu harta geologică, am constatat că anomaliile cartate se suprapun cu o uimitoare precizie zonelor de aflorare ale depozitelor daniene în facies tufogen însoţite de dykuri de porfirite banatitice.

Extrapolînd, apare convingătoare părerea că fondul general al anomaliei magnetice este determinat de caracterul tufitic al întregului complex danian.

Analizînd în continuare harta componentei verticale ΔZ constatăm că din anomalia de maxim se desprind tendinţe mai puternic perturbate, conturate de curbe izodiname cu aspect mai strîns, care ar indica zone mai puternic magnetizate în acest complex. Nu credem că magnetizarea mai intensă s-ar datora acumulării preferenţiale a materialului piroclastic. Aspectul ordonat orientat după anumite aliniamente, ca şi asociaţia acestor zone cu cordonul de gradient Unciuc—sud Bărăşti din harta Bouguer, ne permite să afirmăm, prin analogie cu situaţia geologică din bazinul Răchitova, existenţa unor dykuri de porfirite banatitice, care s-au ridicat de la mare adîncime spre suprafaţă, de-a lungul liniei de fractură amintite. Caracterul bipolar şi suplu al aliniamentului anomal Bărăşti—nord Ciopea pare a indica prezenţa în apropiere de suprafaţă a unui asemenea filon eruptiv.

La extremităţile anomaliei Pîclişa—Haţeg se observă o diminuare a valorilor anomale. Este posibil ca această diminuare să fie cauzată de subţierea, prin eroziune, a danianului tufogen din faza continentală de la începutul neozoicului.

Atît în zona cercetată de noi cît şi în bazinul Răchitova, hărţile de detaliu ale componentei verticale a cîmpului magnetic, nu conturează anomalii capabile de a reliefa existenţa unor cauze perturbante profunde, localizate eventual la partea superioară a fundamentului cristalin. Acest fapt ar arăta, că rezervorul magmatic care a alimentat erupţiile porfiritice de la periferiile bazinului Haţeg s-ar găsi la mare profunzime şi că aporturile de magmă spre suprafaţă s-au făcut de-a lungul unor fracturi de mare adîncime.

Pe amplastamenul zonei de scufundare axială a crestei de cristalin Ciopea—sud Unciuc, la nord de Sălaşul-de-Jos,materializată de scăderea valorilor anomaliei Bouguer, am constatat prezenţa unei anomalii magne-

[1]) *Op. cit.*

tice de maxim. Această anomalie ar fi produsă de îngroşarea depozitelor daniene pe amplasamentul zonei de scufundare axială a crestei de cristalin.

M. A. Mamulea a paralelizat stratele de Sînpetru cu partea superioară a danianului de la Răchitova, reprezentat prin nivelul cu *Sabal major*. Ținînd seama că apexul anomaliei magnetice Pîclişa—Haţeg depăşeşte în suprafaţă zona de aflorare a stratelor de Sînpetru, ne punem întrebarea dacă nu cumva acestea ar reprezenta un termen mai vechi al danianului.

CONCLUZII

1. Studiile geofizice, efectuate în zona centrală a Depresiunii Haţeg, au demonstrat o bună aplicabilitate a acestora în bazinele sedimentare intramontane, care pun în prezenţă formaţiuni geologice cu proprietăţi contrastante, intens dislocate.

2. Anomalia gravităţii, fiind comandată de importantul contrast de densitate dintre fundamentul cristalin şi depozitele cretacice şi neozoice, reflectă relieful fundamentului.

3. Caracterul tectonic şi de subsidenţă al bazinului Haţeg este demonstrat de existenţa deficitului gravific Rea—Toteşti şi de cordoanele de gradient periferice.

4. Existenţa anomaliilor conjugate gravifice şi magnetice Ciopea—sud Unciuc, aduce argumente geofizice în favoarea caracterului neunitar al Depresiunii Haţegului, indicînd prezenţa unei ridicări a fundamentului cristalin, care a funcţionat probabil ca o creastă activă în timpul formării depresiunii.

5. Minimul gravific, care începe să se contureze în jurul localităţii Sălaşul-de-Jos, separă un alt compartiment scufundat al fundamentului, care ar acumula sedimentele cele mai recente din bazinul Pui.

6. Aspectul cartografic al anomaliei magnetice principale Pîclişa—Săcel—Haţeg nu sugerează o cauză perturbantă legată de masele eruptive din fundament. Paralelismul acestei anomalii cu dispoziţia spaţială posibilă a depozitelor danianului în facies tufogen, ne sugerează legătura care se poate face cu prezenţa în această zonă a produselor vulcanice aparţinînd fazei banatitice.

НОВЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ ХАЦЕГСКОЙ ВПАДИНЫ

РЕЗЮМЕ

В работе описываются результаты гравиметрических и магнитометрических исследований, проведенных в 1956—1957 гг. в центральной зоне Хацегской впадины.

Карта вертикальной составляющей гравиметрического поля с поправками Буге, составленная для плотности $\sigma = 2{,}2$ г/см^3, указывает

на наличие трех главных аномальных зон, соответствующих следующим главным структурно-геологическим зонам:

— минимальным гравиметрическим значениям в районе Хацег-Реа-Тотешть;

— максимальным гравиметрическим значениям в районе Чопеа-Юг-Унчук;

— минимальным гравиметрическим значениям в районе Сэлашул де Жос.

Минимальные значения в районе Хацег-Реа-Тотешть отражают гравиметрический эффект тектонического бассейна прогибания Хацег — Сармизегетуза.

Максимальные гравиметрические значения соответствуют, по мнению авторов, выступу кристаллического фундамента, отражающемуся на тектонике осадочных отложений антиклинали Чопеа-Валя Дылжий.

Минимальные гравиметрические значения, зарегистрированные в окрестностях Сэлашул де Жос, соответствуют, по-видимому, зоне максимального погружения бассейна Пуй, в котором накопились наиболее молодые осадки.

На карте вертикальной составляющей геомагнитного поля намечаются слабоинтенсивные аномалии, характер которых указывает на более поверхностные причины их возникновения.

В исследованной зоне очерчиваются две главные аномалии: Максимальные магнитные значения в районе Пыклища-Сэчел--Хацег и минимальные значения в районе Чопеа-Юг-Унчук.

Эти максимальные значения, по мнению авторов, не обусловливаются присутствием намагниченного тела на фундаменте.

Установленное соответствие между магнитной аномалией и простиранием осадочных отложений, указанных на карте Буге, погружение возмущающего тела по направлению к центру максимального погружения бассейна Сармизегетуза — Хацег, а также геологические и магнитные условия на западном обрамлении бассейна являются доказательством того, что эта причина аномалии вызвана осадочными отложениями. Согласно авторам, аномалия вызвана туфитовой фацией датских отложений.

Аномалия минимальных значений вызвана очень слабо намагниченными формациями, поднимающимися к поверхности, которые, на основании сопоставления с гравиметрическими данными, представлены паракристаллическими сланцами, слагающими ядро антиклинали Чопеа-Валя Дылжий.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Магнитный и гравиметрический профиль на южном обрамлении Хацегского бассейна.

Рис. 2. — Гравиметрическая карта Буге района Хацег — Унчук — Охаба.

Рис. 3. — Карта вертикальной составляющей ΔZ района Хацег — Унчук — Охаба.

NOUVELLES DONNÉES GÉOPHYSIQUES SUR LA ZONE CENTRALE DE LA DÉPRESSION DE HAȚEG

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent dans cette Note les résultats des recherches gravimétriques et magnétiques exécutées en 1956—1957 dans la zone centrale de la dépression de Haţeg.

La carte de la composante verticale du champ de la pesanteur — dans la réduction Bouguer —, dressée pour une densité superficielle $\sigma = 2{,}2$ g/cm^3, indique l'existence de trois zones anomales principales, correspondant aux principales zones géologiques et structurales étudiées :

— le minimum gravimétrique Haţeg — Rea—Toteşti ;
— le maximum gravimétrique Ciopea—Sud d'Unciuc ;
— le minimum gravimétrique Sălaşul-de-Jos.

Le minimum Haţeg—Rea—Toteşti représente l'effet gravimétrique du bassin tectonique et de subsidence Haţeg — Sarmizegethusa.

Le maximum gravimétrique correspond, selon les auteurs, à une crête du soubassement cristallin qui se reflète dans la tectonique des dépôts sédimentaires par l'anticlinal Ciopea — Valea Dîljii.

Le minimum gravimétrique, dont la partie mesurée est située dans les environs du village Sălaşul-de-Jos, reflète l'effet de la dépression de Pui qui accumule dans ce secteur les sédiments les plus récents.

La carte de la composante verticale du champ géomagnétique indique des anomalies d'intensité réduite, dont le mode d'apparition suggère des causes superficielles.

Dans la zone étudiée on constate deux anomalies principales : Le maximum magnétique Pîclişa — Săcel — Haţeg, et le minimum Ciopea — Sud d'Unciuc.

Selon les auteurs, le maximum magnétique ne correspondrait pas à un corps magnétisé, localisé dans le soubassement. Le parallélisme de l'anomalie magnétique avec les directions des dépôts sédimentaires, suggéré par la carte Bouguer, l'enfoncement progressif du corp perturbateur vers le centre d'épaississement maximum du bassin Sarmizegethusa — Haţeg et la situation géologique et magnétique dans la zone occidentale de la bordure du bassin plaident en faveur d'une cause anomale, cantonnée dans le sédimentaire. Selon les auteurs, cette cause correspond au faciès tufacé des sédiments daniens.

L'anomalie de minimum est donc due au repprochement de la surface de certaines formations très faiblement magnétisées, représentées, en corrélation avec les données gravimétriques, par les schistes paracristallins du noyau de l'anticlinal Ciopea — Valea Dîljii.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil gravimétrique et magnétique à travers la bordure méridionale du bassin de Haţeg.

Fig. 2. — Carte gravimétrique Bouguer de la région Haţeg—Unciuc—Ohaba.

Fig. 3. — Carte de la composante verticale ΔZ de la région Haţeg—Unciuc—Ohaba.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt., *Asupra anomaliei magnetice regionale din centrul bazinului Transilvaniei.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Seria geologie și geografie, t. 2, nr. 2, 1957.
2. Enyed László, *O nouă metodă pentru determinarea densității medii.* Geofizikai Közlemények, 1955, t. 4, nr. 2.
3. Gheorghiu C., *Studiu geologic al văii Mureșului.* An. Com. geol., 1954, vol. XXVII.
4. Laufer F., *Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg.* An. Inst. geol., 1921—1924, vol. X.
5. Macovei G., *Geologia stratigrafică.* Ed. tehnică, București, 1954.
6. Mamulea A. M., *Cercetări geologice în partea de vest a bazinului Hațeg (reg. Sarmisegetuza—Răchitova).* Dări de seamă Com. geol., 1949—1950, vol. XXXVII.
7. — *Studii geologice în regiunea Sîn Petru-Pui (baz. Hațeg).* An. Com. geol., 1953, vol. XXV.
8. Pavelescu L., *Studiu geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezatului.* An. Com. geol., 1953, vol. XXV.
9. — *Studiu geologic și petrografic al părții centrale și de SE a M. Poiana Ruscă.* An. Com. geol., 1954, vol. XXVII.
10. Stoenescu Sc. și Airinei Șt., *Contribuții geofizice la cunoașterea substratului baz. Hațeg.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. II, nr. 2, 1957.

MÜSZAKI-KÖNYVTÁR ORSZÁGOS 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

GEOLOGIE

N. MÉSZÁROS, **Fauna de moluște a depozitelor paleogene din nord-estul Transilvaniei,** 176 p. + 37 pl., 24,50 lei.

I. BĂNCILĂ, V. CORVIN PAPIU și ION ARMAȘ, **Reciful neocomian de la Gura Dămucului,** 60 p., 2,75 lei.

V. MUTIHAC, **Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat),** 108 p. + 10 pl., 13,50 lei.

VIRGINIA BARBU, **Contribuții la cunoașterea genului Hipparion,** 87 p., 3,75 lei.

GEOGRAFIE

* * * **Probleme de geografie,** vol. I—VI:

vol. I, 242 p. + 7 pl., 12,40 lei.
vol. II, 276 p. + 6 pl., 10,40 lei.
vol. III, 308 p. + 27 pl., 15,45 lei.
vol. IV, 294 p. + 12 pl., 11,50 lei.
vol. V, 416 p. + 22 pl., 22,50 lei.
vol. VI, 271 p. + 9 pl., 14,70 lei.

Întreprinderea Poligrafică nr. 2, str. Brezoianu nr. 23-25 — București, c. 1271.

ERATĂ

Pag.	rîndul	în loc de:	se va citi:	greşeala provine din vina
7	8 de sus	oraşele	ogaşele	editurii
7	7 de jos	aparenţa	amprenta	autorului
127	17 de sus	trisianului	anisianului	editurii
205	5 „ „	Glogul-Rău	Globul-Rău	„

6. — 2017 Studii şi cercetări de geologie nr.1/960

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE*)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 dublu, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei).

Numerele se pot comanda, direct sau prin poştă, prin:

LIBRĂRIA ACADEMIEI R.P.R.

Bucureşti, Calea Victoriei nr. 27.

Numerele curente se găsesc de vînzare la orice librărie ştiinţifică din ţară.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau Căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

---

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

Lei 9

F 1329

KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE
SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

3
TOMUL V
1960

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

MÜSZAKI-KÖNYVTÁR-ORSZÁGOS 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

3

TOMUL V

1960

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN Al. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică și geologie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție*.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.01.70

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul V, nr. 3 1960

SUMAR

Pag.

AL. CODARCEA, GR. RĂILEANU şi S. NĂSTĂSEANU, Carboniferul inferior de pe valea Idegului (Vîrsta calcarelor de Ideg) 407

I. BĂNCILĂ şi V. CORVIN PAPIU, Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja de la gura văii Stejarului (Bicaz) 419

V. DRAGOŞ, Asupra prezenţei formei *Purpuroidea carpathica* Zittel în Subcarpaţii din R.P.R. 435

MIRCEA CHIRIAC, Reprezentanţi ai familiei *Turrilitidae* Meek, 1876 în cretacicul Dobrogei de sud 449

E. LITEANU şi T. BANDRABUR, Cercetări hidrogeologice asupra apelor freatice din bazinul inferior al Argeşului 475

DAN GIUŞCĂ, Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia-Mare. 499

GRAŢIAN CIOFLICA, Contribuţii la cunoaşterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaţei (Munţii Drocea) 509

DAN P. RĂDULESCU, Cercetări mineralogice în zăcămîntul de săruri de potasiu şi magneziu de la Tg.-Ocna — Găleanu 519

SCARLAT STOENESCU, Asupra semnificaţiei unor raporturi gravimetrice majore în sudul bazinului Transilvaniei 539

ŞTEFAN AIRINEI, Studii asupra efectului gravimetric de la limita externă a flişului cretacic din Muntenia orientală (dintre văile Prahova şi Teleajen — Drajna) 547

ANA CONEA şi ANGELA POPOVĂŢ, Solurile teraselor Oltului dintre Carpaţii Meridionali şi Dunăre (Studiu pedo-geografic) 573

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome V, n° 3 1960

SOMMAIRE

Page

AL. CODARCEA, GR. RĂILEANU et S. NĂSTĂSEANU, Le Carbonifère inférieur de la vallée de l'Ideg (Âge des calcaires d'Ideg) 407

I. BĂNCILĂ et V. CORVIN PAPIU, Les caractères lithologiques des couches de Straja de Gura Văii Stejarului (Bicaz) 419

V. DRAGOŞ, Sur la présence de la forme *Purpuroidea carpathica* Zittel dans les Subcarpates de la République Populaire Roumaine 435

MIRCEA CHIRIAC, Représentants de la famille des *Turrilitidae* Meek, 1876, dans le Crétacé du Sud de la Dobrogea 449

E. LITEANU et T. BANDRABUR, Recherches hydrogéologiques sur les eaux phréatiques du bassin inférieur de l'Argeş 475

DAN GIUŞCĂ, L'adularisation des roches volcaniques dans la région de Baia-Mare 499

GRAŢIAN CIOFLICA, Contribution à la connaissance des phénomènes de contact de Măgureaua Vaţei (monts de Drocea) 509

DAN P. RĂDULESCU, Recherches minéralogiques sur le gisement de sels de potassium et de magnésium de Tîrgu-Ocna-Găleanu 519

SCARLAT STOENESCU, Sur la signification de quelques rapports gravimétriques majeurs dans le Sud du bassin de la Transylvanie 539

ŞTEFAN AIRINEI, Etude de l'effet gravimétrique à la limite externe du Flysch crétacé de la Valachie orientale (entre les vallées de la Prahova et des Teleajen—Drajna) 547

ANA CONEA et ANGELA POPOVĂŢ, Les sols des terrasses de l'Olt entre les Carpates méridionales et le Danube (Etude pédo-géographique) 573

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том V, № 3 1960

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

А. КОДАРЧА, Г. РЭЙЛЯНУ и С. НЭСТЕСЯНУ, Нижние отложения карбона долины Идега (Возраст идегских известняков) 407

И. БЭНЧИЛА, В. КОРВИН ПАПИУ, О литологическом характере слоев стража у устья долины Стежарулуй (Биказ) 419

В. ДРАГОШ, О присутствии формы Purpuroidea carpathica Zittel в субкарпатской зоне РНР 435

МИРЧА КИРИАК, Представители семейства Turrilitidae Meek, 1876 в меловом южной Добруджи 449

Е. ЛИТЯНУ и Т. БАНДРАБУР, Гидрогеологические исследования грунтовых вод нижнего бассейна р. Арджеш 475

ДАН ДЖУШКА, Адуляризация изверженных пород района Бая Маре 499

ГРАЦИАН ЧИОФЛИКА, К изучению контактовых явлений на участке Мэгуряуа Вацей (горы Дроча) 509

ДАН П. РЭДУЛЕСКУ, Минералогическое исследование калиевых и магниевых солей месторождения Тыргу Окна — Гэляну 519

СКАРЛАТ СТОЕНЕСКУ, О значении некоторых максимальных гравиметрических взаимоотношений на юге Трансильванского бассейна 539

ШТЕФАН АИРИНЕЙ, Изучение гравиметрического эффекта на внешней границе мелового флиша восточной Мунтении (на участке между долиной Праховы и Теляжена-Дражны) 547

АНА КОНЯ и АНЖЕЛА ПОПОВЭЦ, Почвы террас Олта на отрезке между южными Карпатами и Дунаем (почвенно-географические исследования) 573

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

CARBONIFERUL INFERIOR DE PE VALEA IDEGULUI
(VÎRSTA CALCARELOR DE IDEG)

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA, GR. RĂILEANU şi S. NĂSTĂSEANU

Comunicare prezentată în şedinţa din 15 iunie 1960

CONSIDERAŢII GENERALE

În ţara noastră carboniferul dovedit pe baze paleontologice este cunoscut, pînă în prezent, în Banat, unde este dezvoltat sub faciesul de culm, faciesul continental şi faciesul marin epicontinental.

Carboniferul în faciesul de culm este insuficient cercetat. El este dezvoltat pe malul Dunării între Drencova şi Cozla unde schiţează un sinclinal strîns cutat, aplecat spre est. Acest facies al carboniferului, de la noi din ţară, este repezentat prin şisturi ardeziene, şisturi satinate, gresii, conglomerate şi porfire cuarţifere ; totul este strîns cutat şi în bună parte metamorfozat.

Asupra vîrstei acestor depozite nu se cunosc date sigure. F r. S c h a f a r z i k citează de aici un rest de *Archaeocalamites* găsit de I. B ö c k, care în prezent, cu toate cercetările insistente, nu a mai fost regăsit, aşa că s-a păstrat părerea autorului, mai sus-citat, că am fi în prezenţa carboniferului inferior în facies de culm.

Faciesul continental, reprezentat prin conglomerate, gresii, şisturi cărbunoase şi cărbuni, are o dezvoltare mai largă atît în zona Reşiţa — Moldova-Nouă (la Secu, Lupac, Caraşova, Gîrliştei) cît şi în zona Sviniţa — Svincea-Mare (la Baia-Nouă, pîrîul Dragosela, pîrîurile Mraconia şi Cozilele).

Resturile de plante descrise din aceste puncte (*Lepidedendron obovatum*, *Annularia stelata*, *Sigillaria*, *Calamites cysti* etc.), indică neîndoios vîrsta stefaniană a acestor depozite.

Faciesul marin este cunoscut în partea de est a Banatului, şi anume pe valea Idegului. În nota de faţă ţinem să comunicăm date noi în, lumina

cercetărilor actuale, numai asupra orizontului de calcare spatice carbonifere din această regiune.

Carboniferul din această parte a Banatului a fost descris, pentru prima dată, încă din anul 1894, de Fr. Schafarzik. El a atribuit carboniferului inferior tot complexul sedimentar cuprins între şisturile filitice, satinate la bază, şi gresiile roşii, permiene la partea superioară. Argumentul esenţial de ordin paleontologic a fost prezenţa lui *Spirifer mosquensis* Fisch., în calcarele cenuşii spatice. Ulterior, Al. Codarcea considerînd justă determinarea făcută de Fr. Schafarzik şi ţinînd seama că *Spirifer mosquensis* este o formă de zonă caracteristică moscovianului, atribuie acestor depozite vîrsta carbonifer mediu.

Problema orizontării paleozoicului din această parte a Banatului a fost reluată în anii 1953 şi 1957 şi la ora actuală sîntem în posesia unor date care pun într-o lumină nouă acest complex sedimentar. Orizontarea depozitelor paleozoice din regiunea Rusca — valea Idegului este o problemă ceva mai complexă decît a fost considerată pînă în prezent. Deocamdată putem afirma că se pot separa patru orizonturi, bine individualizate din punct de vedere litologic :

— orizontul şisturilor verzi (devonian ?) ;
— orizontul calcarelor spatice (calcarul de Ideg-carbonifer inferior) ;
— orizontul şisturilor ardeziene (carbonifer mediu) ;
— orizontul gresiilor roşii (permian).

Deoarece cercetările sînt în curs, nu avem date suficiente pentru a le discuta, de aceea ne rezumăm la descrierea orizontului calcarelor cu crinoide şi a faunei de altfel necunoscută pînă acum în ţara noastră.

ORIZONTUL CALCARELOR SPATICE (CALCARUL DE IDEG)

Peste seria şisturilor filitice verzi urmează în continuitate de sedimentare un orizont calcaros al cărui caracter litologic este dat de prezenţa numeroaselor entroce şi peduncule de paleocrinoizi, fapt care ne-a determinat să-l denumim orizontul calcarelor spatice. De remarcat că în aceste calcare şistoase pedunculele de paleocrinoizi sînt mai bine conservate. În baza acestui orizont se situează calcare grezoase de culoare cenuşie, care trec gradat la calcare negre spatice cu numeroase entroce de paleocrinoizi.

Spre partea superioară calcarele devin mai argiloase, sînt mai închise la culoare şi se trece gradat la orizontul superior al şisturilor negre ardeziene.

Orizontul calcarelor spatice, cu o grosime de circa 300 m, este dezvoltat între culmea Dealul Druştii la nord şi Iarba-Moale la sud, traversînd valea Idegului pe la punctul numit Riboaia. El este foarte fosilifer, conţinînd o bogată faună de tetracorali, tabulate, brahiopode, numeroase resturi de paleocrinoizi şi rare exemplare de trilobiţi. Dintre aceste forme s-au putut determina :

Cyathoxonia cf. *rushiana* Vaughan
Zaphrentis cf. *koninckı* Edwards et Haime
Michelinia favosa Goldf.

Syringopora ramulosa Goldf.
Productus (*Dictyoclastus*) *semireticulatus* Mart.
Productus antiquatus Sow.
Productus cf. *projectus* Muir-Wood
Spirifer sp.
Spirifer tornacensis de Kon.
Spirifer clathratus M. Coy
Spirifer striatus Mart.
Spirifer (*Paleochoristites*) *cinctus* (Keys)
Syringothyris cuspidata Sow.
Chonetes cf. *compresa* Sibly
Potherocrinus cf. *crassus* Miller
Phyllipsia gemulifera Phill.

CONSIDERAȚII DE ORDIN STRATIGRAFIC

Formele de tetracorali (*Cyathoxonia* cf. *rushiana* Vaughan și *Zaphrentis* cf. *koninckі* Edwards et Haime) sînt prost conservate și nu ne-au permis o determinare riguroasă, pe baza căreia să putem trage o concluzie. În schimb, exemplarele de tabulate (*Michelinia favosa* Goldf. și *Syringopora ramulosa* Goldf.), bine conservate, ne indică prezența carboniferului inferior. Prima formă, respectiv *Michelinia favosa* Goldf. este frecventă în tournaisian și în viseanul inferior din calcarele cu crinoizi de la Tournai (Belgia), din calcarul carbonifer din R.P. Polonă, din calcarul carbonifer din bazinul Moscovei și Urali și în carboniferul inferior din R.P. Chineză. *Syringopora ramulosa* Goldf, este frecventă începînd din tournaisianul mediu pînă în viseanul inferior din aceleași formațiuni și aceleași localități (tabloul nr. 1).

Fauna de brahiopode este bine reprezentată mai ales prin genurile *Productus* și *Spirifer*. Acest din urmă gen formează, atît prin numărul de specii cît și de indivizi, peste 80% din fauna calcarelor de Ideg. La aceste genuri de brahiopode se mai adaugă genurile *Syringothyris* și *Chonetes*.

Productidele sînt reprezentate prin forme din grupul lui *Productus semireticulatus* Mart. Trebuie să menționăm că această specie este considerată ca avînd o largă arie de răspîndire, începînd din baza tournaisianului pînă în carboniferul mediu, superior și chiar permian. În ultimul timp în U.R.S.S., de exemplu, această formă a fost întîlnită, destul de rar, în carboniferul inferior și namurianul de la Serpuhov și în westfalian. În R.P. Polonă (Cracovia) este foarte frecvent în carboniferul inferior asociat cu *Spirifer tornacensis* de Kon. și cu *Syringothyris cuspidata* Sow. Ținem să menționăm că H. M. Muir-Wood, în monografia sa asupra speciei *Productus semireticulatus* Mart., atrage atenția asupra formelor înrudite cu aceasta și care au fost considerate de mulți autori ca fiind *Pr. semireticulatus*; H.M. Muir-Wood ajunge la concluzia că forma tipus de *Pr. semireticulatus* se găsește numai în carboniferul inferior.

Formele de *Productus* cf. *antiquatus* Sow. și *Pr.* cf. *projectus* Muir-Wood sînt, după acest autor, alte specii de productide, însă tot din grupa lui *Productus semireticulatus*. Prima specie se găsește în carboniferul inferior din Anglia (zona D_2), iar ultima specie în zonele C_2 și D_2 (visean).

Tabloul nr. 1

Repartiția formelor din calcarul de Ideg

Genul și specia	U.R.S.S. „Kohlenkalk"			R. P. Polonă „Kohlenkalk"			Belgia și Franța „Kohlenkalk"			Anglia		
	carbonifer inferior		carbonifer mediu	carbonifer inferior		carbonifer mediu	carbonifer inferior		carbonifer mediu	carbonifer inferior		carbonifer mediu
	T.	V.		T.	V.		T.	V.		T.	V.	
Cyathoxonia cf. *rushiana* Vaughan	+	+	0	+	+	0	+	+	–			
Zaphrentis cf. *koninckі* Edwards et Haime												
Michelinia favosa Goldf.	+	+	–	+	+	–	+	+	–	+	+	–
Syringopora ramulosa Goldf.	+	+	–	+	+	–	+	+	–	+	+	–
Productus antiquatus Sow.												
Productus (*Dichtyoclastus*) *semireticulatus* Mart.	+	+	+	+	+		?	?	?	+	+	
Productus cf. *projectus* Muir-Wood	+	+		+	+					+	+	
Spirifer tornacensis de Kon.	+			+	0		+	0		+		
Spirifer (*Paleochoristites*) *cinctus* (Keys)	+	+		+	+		+	+		+	+	
Spirifer striatus Mart.	+	+		+	+		+	+		+	+	
Spirifer clathratus M. Coy	+	+		+	+		+	+		+	+	
Syringothyris cuspidata Sow.	+	+		+	+		+	+		+	+	
Chonetes cf. *compressa* Sibly	+	+		+	+							
Potherocrinus cf. *crassus* Miller	+			+			+	+				
Phyllipsia gemulifera Phill.	+	0		+	0		+			+		

În ceea ce privește spiriferidele menționăm de la început că, din lipsă de literatură, nu au putut fi determinate toate formele. Cele determinate aparțin cu siguranță la trei grupe :

— grupa *Spirifer tornacensis* și *clathratus* ;
— grupa *Spirifer duplicatus* și *striatus* ;
— grupa *Spirifer convolutus* și *trigonalis*.

Este cazul să menționăm că un exemplar din formele noastre nu poate fi încadrat în niciuna din grupele amintite mai sus și se apropie mai mult, fără a se identifica, de grupa *Spirifer fasciger* și *cameratus*, care au coastele fasciculate. *Spirifer tornacensis* de Kon. este o formă caracteristică tournaisianului din Belgia (Tournai) și în etröngțianul din Urali. În R.P. Polonă este asociat cu *Spirifer cinctus* (Keys) și *Sp. striatus* Mart. în carboniferul inferior („Kohlenkalk") de la Cracovia. *Spirifer clathratus* M. Coy este o formă cu o circulație mai largă în carboniferul inferior și cu o arie de răspîndire mai mare. În America de Nord este citat în stratele de Kinderhook (etröngțian). În Anglia (Burlington) apare în tournaisianul inferior (zonele T_{1b} și T_{1c}), în Belgia și R.P. Polonă ajunge pînă în viseanul superior (zona D_2). *Syringothyris cuspidata* Sow. este o formă specifică carboniferului inferior, fiind citată în tournaisianul din Anglia (Burlington), din R.P. Polonă și în viseanul din Belgia. Este cunoscută de asemenea în carboniferul inferior din U.R.S.S. (Siberia) și Himalaia.

Chonetes cf. *compresa* Sibly a fost determinată cu mare aproximație. Dintre trilobiți nu posedăm decît glabela de la *Phyllipsia gemulifera* Phill., dar suficient de bine păstrată ca să poată fi determinată specific. Această formă este caracteristică carboniferului inferior și mai frecventă în tournaisian.

Din analiza litologică și paleontologică a formațiunii carbonifere se desprind următoarele concluzii :

Pînă în prezent ținem să remarcăm că în Banatul de est nu s-a făcut o orizontare sistematică a carboniferului.

Cercetările noastre ne-au condus spre concluzia că se pot separa două orizonturi distincte :

— orizontul calcarelor spatice cu crinoide (calcarul de Ideg) și
— orizontul șisturilor ardeziene.

În această comunicare ne-am limitat numai la primul orizont. Orizontul calcarelor spatice a fost atribuit de Fr. Schafarzik carboniferului inferior pe baza formei de *Spirifer mosquensis*. În Belgia, înainte de 1910, au fost determinate — din calcarele cu crinoide de la Tournai — drept *Spirifer mosquensis*, forme tinere de *Sp. tornacensis*. De aici a rezultat și confuzia făcută de Fr. Schafarzik.

Cu toate că nu am avut literatură suficientă ca să determinăm tot materialul colectat, totuși formele de tabulate citate (*Michelinia favosa*, *Syringopora ramulosa*), ca și prezența speciilor *Productus semireticulatus*, *Spirifer tornacensis*, *Syringothyris cuspidata*, ca și *Phyllipsia gemulifera* ne conduc spre o vîrstă carbonifer inferior cu o mai largă dezvoltare a tournaisianului.

Cu această ocazie ţinem să facem o precizare : din calcarul de Ideg au fost colectate de V. I. Slavin[1]) în 1956, cîteva exemplare de corali, pe baza cărora s-a ajuns la concluzia că acest calcar ar aparţine devonianului. Ansamblul de faună pe care îl posedăm şi pe care l-am menţionat mai sus arată neîndoios că aceste calcare aparţin carboniferului inferior.

Judecînd după grosimea acestor calcare şi prin asemănarea lor litologică şi faunistică cu cele de la Tournai, cu cele din regiunea Cracoviei, din bazinul Moscovei şi din Urali, credem că în acest orizont avem cuprins şi viseanul.

Ne-am pus problema dacă nu cumva în baza acestui orizont calcaros este posibil să fie cuprins şi etröngţianul ; deocamdată, însă, nu avem argumente paleontologice.

DESCRIERE PALEONTOLOGICĂ

Cyathoxonia cf. **rushiana** Vaughan

(Pl. I, fig. 1)

1906 *Cyathoxonia rushiana* Vaughan, In the Carboniferous rocks at Rush., p. 316, pl. XXIX, fig. 3—5, b (vezi sinonimie).

Este un polipier care atinge 20 mm lungime şi 5—7 mm în diametru. Forma noastră are conturul uşor triunghiular şi prezintă 32 de septe. Este citată în visean.

Zaphrentis cf. **koninckı** Edwards et Haime

(Pl. I, fig. 2)

1909 *Zaphrentis koninckı* Edwards et Haime ; Schmidt, Leitfossilien, pl. II, fig. 8—10.

Partea internă a caliciului fiind diagenizată nu ne-a permis o determinare suficient de precisă. Totuşi după dimensiunile şi forma caliciului, considerăm că s-ar putea alătura speciei de *Zaphrentis koninckı* Edwards et Haime.

Michelinia favosa Goldf.

(Pl. I, fig. 3, 4 şi 5)

1826 *Michelinia favosa* Goldf., Petrefacten Deutschlands.
1929 *Michelinia favosa* Goldf. ; Schimdt, Leitfossilien, pl. IV, fig. 10, p. 14.
1952 *Michelinia favosa* Goldf. ; Piveteau, Traité de paléontologie, vol. I.

[1]) Comunicare verbală.

Este un tabulat masiv, alcătuit din polipieri largi, prizmatici. În secțiune transversală au contur poligonal (mai mult pentagonal). Lărgimea polipierilor între 5 și 6 mm. Colonia are forma unei cupe (contur semicircular, ușor alungit). Este frecventă în tournaisianul și viseanul inferior din Europa și în carboniferul inferior din R.P. Chineză.

Syringopora ramulosa Goldf.

(Pl. I, fig. 6; pl. II, fig. 7)

1826 *Syringopora ramulosa* Goldf., Petrefacten Deutschlands, pl. 25, fig. 7, p. 76.
1929 *Syringopora ramulosa* Goldf.; Schmidt, Leitfossilien, pl. IV, fig. 13, p. 15.
1952 *Syringopora ramulosa* Goldf.; Priveteau, Traité de paléontologie, vol. I, p. 522.

Este o formă fasciculată, alcătuită din polipieri cilindrici care se unesc din loc în loc. Unirea se face prin simplul contact și numai rareori prin tuburi transversale, care în acest caz dau aspect ramificat.

Secțiunea polipierului este circulară, cu un diametru pînă la 2 mm. Este o formă foarte răspîndită, caracteristică carboniferului inferior din Europa, fiind citată din tournaisian inferior pînă în viseanul mediu (Belgia — Anglia Z_2). De asemenea este citat în carboniferul inferior din U.R.S.S. (Siberia), din Australia etc.

Productus (Dictyoclastus) semireticulatus Mart.

(Pl. II, fig. 8)

1928 *Productus semireticulatus* Martini; Muir-Wood, The British Carboniferous Products, pl. IV, fig. 1, a — c și 2, a — c (cu o sinonimie).
1929 *Productus semireticulatus* Martini; Schmidt, Leitfossilien, pl. VII, fig. 5 și 6, p. 30.
1952 *Dictyoclastus semireticulatus* Martini; Sariceva i Sokolskaia, Opredeliteli paleozoiskih brahiopod, Moskovskoi vpadinî, pl. 38, fig. 190, p. 138.

Posedăm numai valva ventrală a unui exemplar de *Productus* la care se observă un umbon ușor îndreptat înapoi. Se observă de asemenea un sinus care este ceva mai accentuat decît la formele figurate de T.G. Sariceva. În jumătatea de sus (pe umbone) se poate observa o ornamentație în formă de plasă (reticulată). Pe restul cochiliei cu greu se pot distinge urmele coastelor, pentru motivul că la exemplarul nostru o parte din cochilia propriu-zisă a fost erodată.

Forma este citată din baza tournaisianului și pînă în carboniferul mediu. În bazinul Moscovei se găsește rar în tournaisianul superior. În împrejurimile Cracoviei este citată în calcarele carboniferului inferior în asociație cu *Spirifer tornacensis*, *Sp. cuspidatus* etc.

Productus antiquatus Sow.

(Pl. II, fig. 9)

1821 *Productus antiquatus* Sowerby, Mineral conchology of Great Britain, vol. IV, pl. 317, fig. 6, p. 15.
1928 *Productus antiquatus* Muir-Wood, The British Carboniferous Products, pl. IV, fig. 7; pl. 7, fig. 1—4, p. 114.

Înălţimea . . . . . 36 mm
Lăţimea . . . . . 39 mm

Este o formă înaltă, cu umbonul curbat. Prezintă coaste; la forma noastră însă ele sînt foarte şterse, deoarece nu posedăm suprafaţa propriu-zisă a chochiliei. Se găseşte în Anglia, în carbonifer (zona D_2).

Productus cf. projectus Muir-Wood

1928 *Productus* cf. *projectus* Muir-Wood, The British Carboniferous Products, pl. IV, fig. 3, p. 101.

Înălţimea . . . . . 26 mm
Lăţimea . . . . . 27 mm

Este o formă subtriunghiulară, cu umbonul uşor ascuţit. Pe suprafaţa cochiliei se observă o costaţie foarte fină. De asemenea se constată striuri de creştere concentrice care sînt ceva mai evidente spre partea mediană.

Se întîlneşte în subzonele C_2 şi D_2 ale carboniferului inferior din Anglia (visean).

Spirifer tornacensis de Kon.

(Pl. II, fig. 10 şi 11)

1915 *Spirifer tornacensis* Vaughan, Correlation of Dinantian and Avonian, pl. VI, fig. 4 (non fig. 5)
1909 *Spirifer tornacensis* Jarosz, Bull. de l'Académie des Sciences de Cracovie, pl. 11, fig. 1—3.
1929 *Spirifer tornacensis* Schmidt, Leitfossilien, pl. IX, fig. 3 şi 10, p. 36.
1952 *Spirifer tornacensis* de Kon.; Sariceva i Sokolskaia, Opredeliteli paleozoiskih Moskovskoi vpadinî, pl. 50, fig. 280.

Lungimea . . . . . 3,7 cm
Înălţimea . . . . . 2,7 cm

Este o formă ale cărei sinus şi creastă sînt uşor delimitate. Flancurile au zece coaste destul de individualizate şi regulate. Prezintă uşoare striuri de creştere concentrice. Aripile se termină cu prelungiri scurte şi uşor ascuţite. *Spirifer tornacensis* de Kon. este frecvent în calcarele carbonifere („Kohlenkalk") din împrejurimile Cracoviei în asociaţie cu *Sp. striatus*, *Sp. cinctus*, *Productus semireticulatus*. A. V a u g h a n îl consideră sinonim cu *Spirifer clathratus* descris de M. C o y; totuşi H. S c h m i d t le admite ca două specii diferite. Mai este citat în etrôngţianul din Urali şi în baza viseanului din R.P. Polonă şi Belgia. T. G. S a r i c e v a şi A. N. S o k o l s k a i a figurează un exemplar din carboniferul inferior din orizontul C—Tsch, ca o formă caracteristică din depresiunea Moscovei.

Ținem să precizăm că E. Kayser a arătat încă din 1923 că *Spirifer tornacensis* a fost indicat în mod eronat ca *Sp. mosquensis*.

Spirifer (Paleochoristites) cinctus (Keys)

(Pl. III, fig. 12)

1909 *Spirifer cinctus* de Kon.; Jarosz, Stratigraphie des Kohlenkalks in der Umgebung von Krakau, pl. 10, fig. 6
1952 *Paleochoristites cinctus* Keys; Sariceva i Sokolskaia, Opredeliteli paleozoiski brahiopod Moskovskoi vpodinî.

Este o formă a cărei valvă inferioară este ușor bombată. Ea prezintă un sinus foarte slab. Coastele sînt în număr de 20—22 de fiecare parte a valvei dorsale. Prezintă striuri de creștere evidente, din care unul se reliefează mai mult. Se găsește în carboniferul inferior din R.P.Polonă (Cracovia), iar în bazinul Moscovei în zona Tsch (tournaisian).

Spirifer striatus Mart.

(Pl. III, fig. 13)

1929 *Spirifer striatus* Mart.; Schmidt, Leitfossilien, pl. IX, fig. 18 și 20.

Este o formă cu sinusul puțin adînc; pe fiecare parte prezintă între 15 și 18 coaste mai groase decît spațiile dintre ele. Coastele se unesc cîte două în regiunea umbonală. Este o formă care apare din tournaisianul superior, ajungînd pînă în viseanul superior.

Spirifer clathratus M. Coy

(Pl. IV, fig. 16)

1915 *Spirifer clathratus* M. Coy; Vaughan, Correlation of Dinantian and Avonian, pl. III, fig. 5, non fig. 4.
1929 *Spirifer clathratus* M. Coy; Schmidt, Leitfossilien, pl. IX, fig. 7 și 8, p. 36.

Este o formă relativ mică, mai lungă decît lată, cu striuri longitudinale pe coaste, vizibile numai cu lupa, care împreună cu striurile de creștere dau o sculptură specifică. Se apropie de *Spirifer tornacensis*, dar în afară de striația caracteristică se mai deosebește prin terminarea aripilor care nu este ascuțită.

Este o formă care apare din etröngțian în Europa, respectiv stratele de Kinderhook în America de Nord; este frecventă în tournaisianul inferior (T_{1b} și T_{1c}) de la Burlington după A. Vaughan și ajunge pînă în baza viseanului superior (D_2) din Belgia și R.P. Polonă.

Syringothyris cuspidata Sow.

(Pl. IV, fig. 17)

1929 *Syringothiris cuspidata* Mat.; Schmidt, Leitfossilien, pl. X, fig. 20, p. 41.
1952 *Syringothyris cuspidata* Sow.; Piveteau, Traité de paléontologie, vol. II, fig. 102.

Deşi posedăm numai valva dorsală, totuşi după caracterele pe care le prezintă putem trage concluzia că forma noastră se poate alătura speciei *Syringothyris cuspidata* Sow. Valva este triunghiulară, uşor costată şi cu un sinus evident. Prezintă striuri de creştere spre partea bazală a valvei dorsale. Este o formă frecventă în carboniferul inferior.

Chonetes cf. compressa Sibly

1908 *Chonetes* cf. *compressa* Sibly, The forma accession in the Carboniferous limestone of the Midland Area.

Nu posedăm decît fragmente din valvele genului *Chonetes*. Una din valvele dorsale prin costaţia ei, identică cu aceea pe care o figurează T. F. S i b l y, ne face să alăturăm exemplarul nostru la *Chonetes compressa* Sibly.

Potherocrinus cf. crassus Miller

(Pl. III, fig. 14)

1901 *Potherocrinus crassus* Miller; Roemer, Lethea geognostica, pl. 40, fig. 12 şi 13.

Posedăm mai multe fragmente de peduncule de crinoizi care, după caracterele pe care le prezintă, se poate trage concluzia că aparţin speciei *Potherocrinus crassus* Miller, frecventă în dinanţianul de la Tournai.

Phyllipsia gemulifera Phill.

(Pl. III, fig. 15 şi 15 *a*)

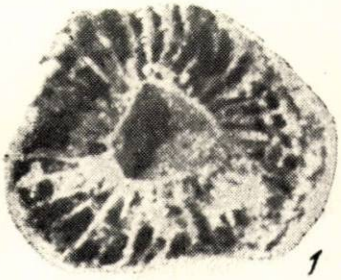
1929 *Phyllipsia gemulifera* Phill.; Schmidt, Leitfossilien, pl. XXII, fig. 5, p. 78.
1955 *Phyllipsia gemulifera* Phill.; Piveteau, Annales de Paléontologie, pl. 209, fig. 1.

Posedăm numai o parte din cefalotorace la care glabela este bine păstrată. Ea este uşor alungită, cu părţile laterale paralele, şi uşor rotunjită. Lungimea glabelei este de 1 1/2 mai mare decît lăţimea. Ea atinge partea anterioară a cefalotoracelui.

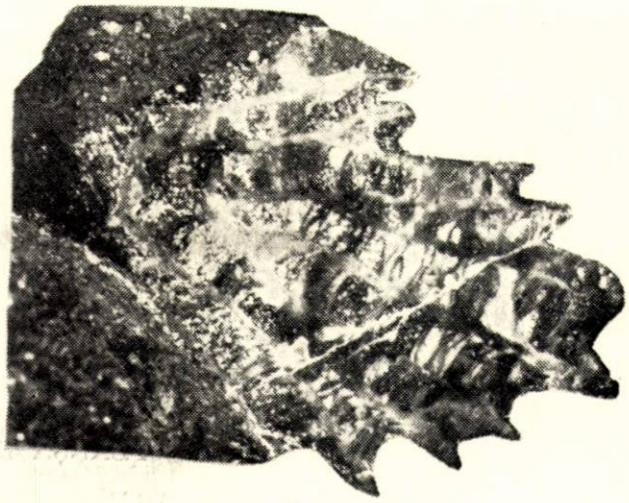
Pe marginile glabelei se pot distinge cîte trei şanţuri caracteristice acestei specii.

PLANŞA I

Fig. 1. — *Cyathoxonia* cf. *rushiana* Vaughan (3×).
Fig. 2. — *Zaphrentis* cf. *koninckı* Edwards et Haime (3×).
Fig. 3, 4 şi 5. — *Michelinia favosa* Goldf.
Fig. 6. — *Syringopora ramulosa* Goldf.



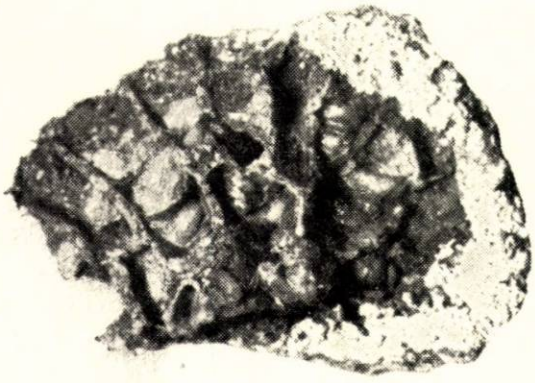
1



3

2

4



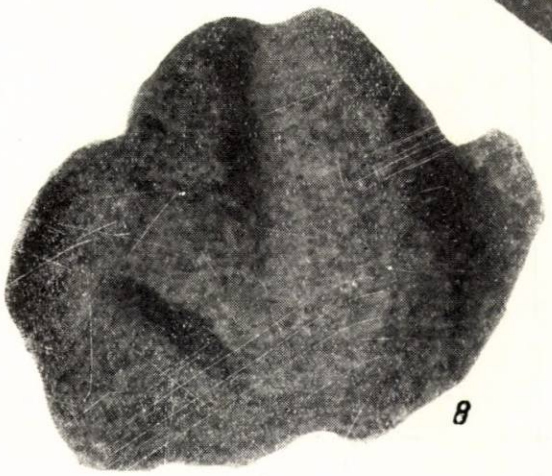
5

6

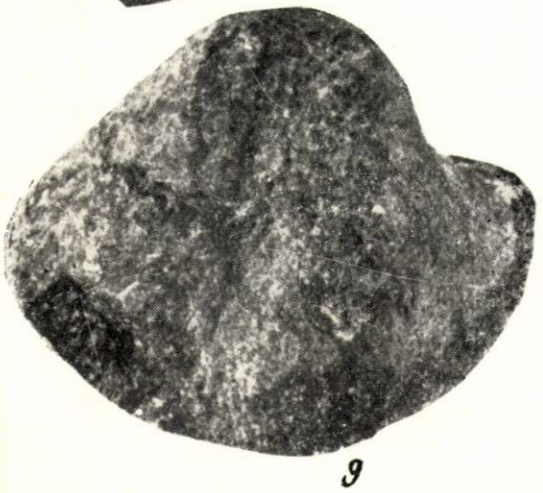
PLANȘA II

Fig. 7. — *Syringopora ramulosa* Goldf.
Fig. 8. — *Productus* (*Dictyoclastus*) *semireticulatus* Mart.
Fig. 9. — *Productus antiquatus* Sow.
Fig. 10 și 11. — *Spirifer tornacensis* de Kon.

7

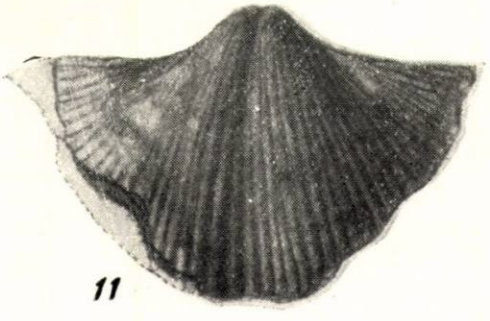


8



9

10

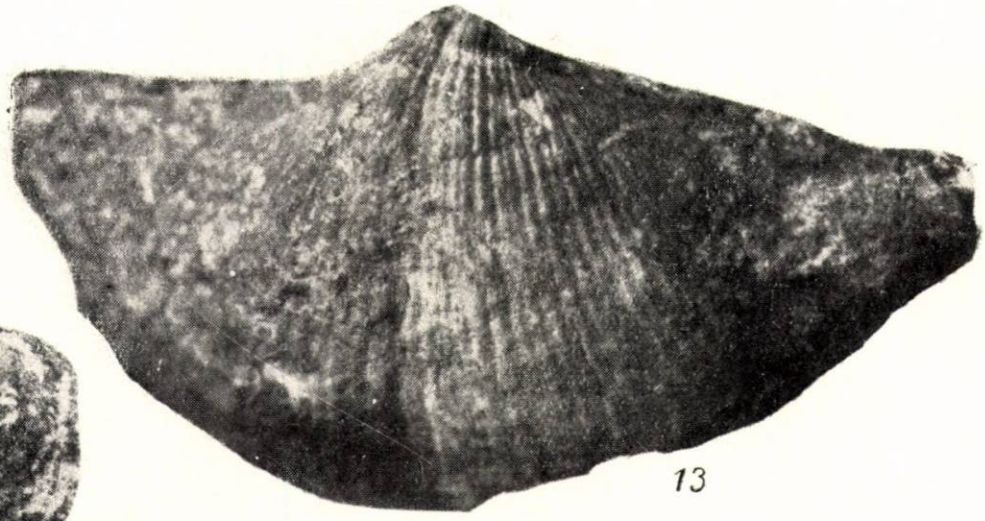


11

PLANȘA III

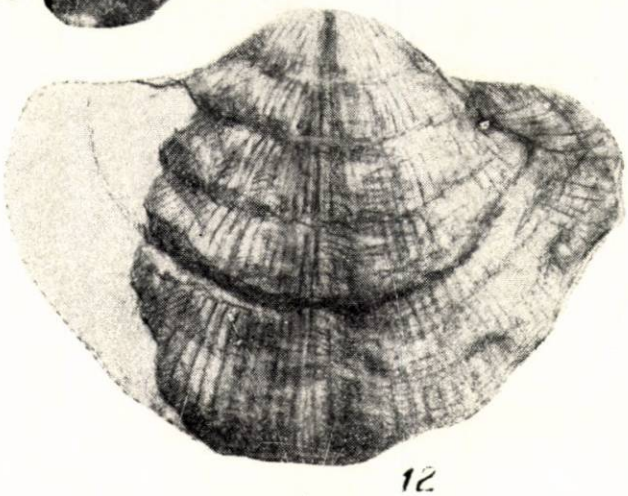
Fig. 12. — *Spirifer* (*Paleochoristites*) *cinctus* (Keys).
Fig. 13. — *Spirifer striatus* Mart.
Fig. 14. — *Potherocrinus* cf. *crassus* Miller.
Fig. 15 și 15 *a*. — *Phyllipsia gemulifera* Phill.

15 a



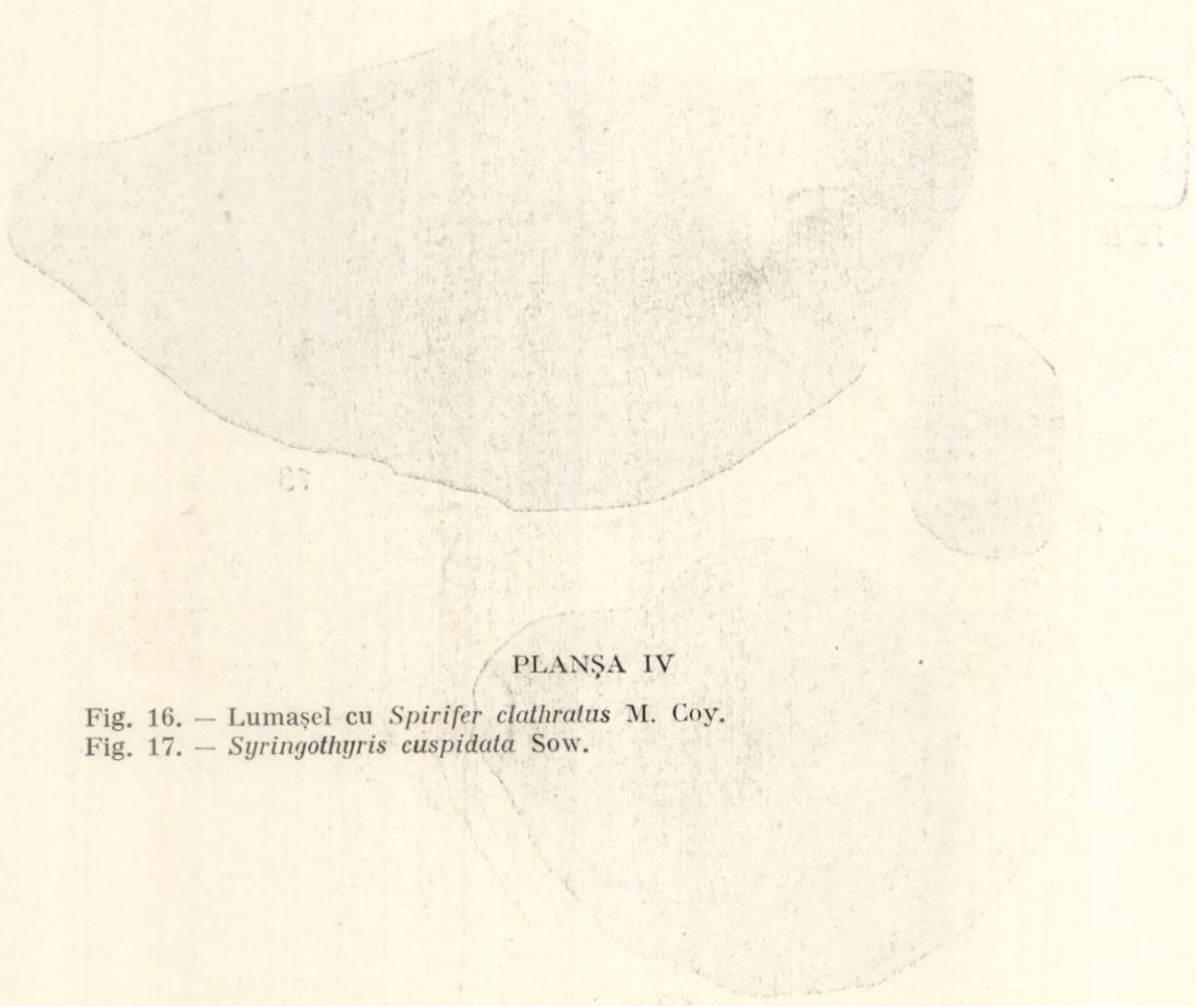
13

15



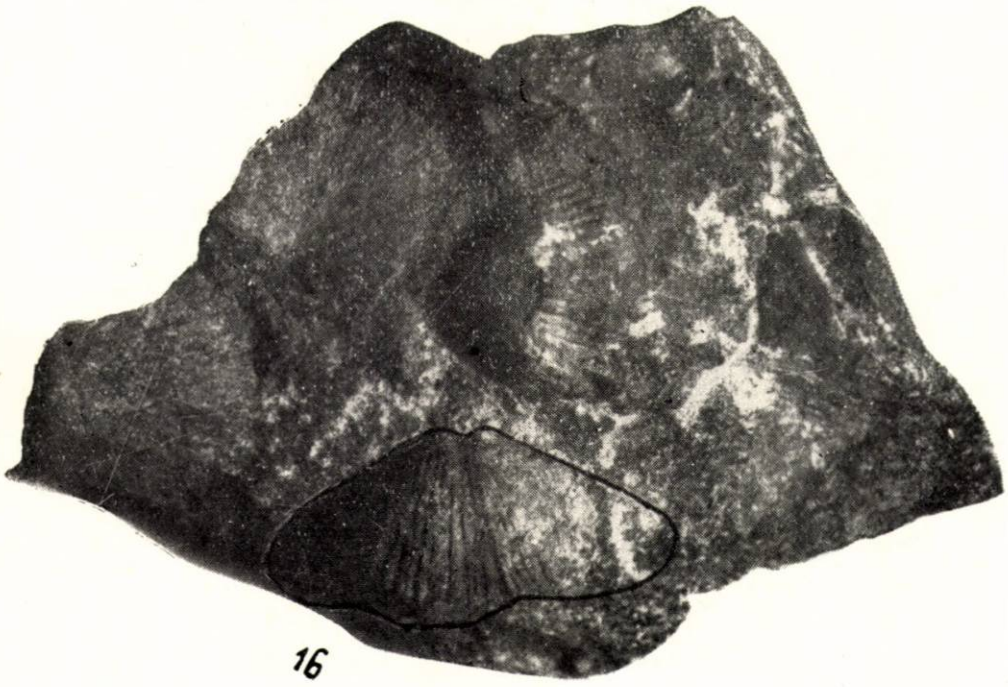
12

14

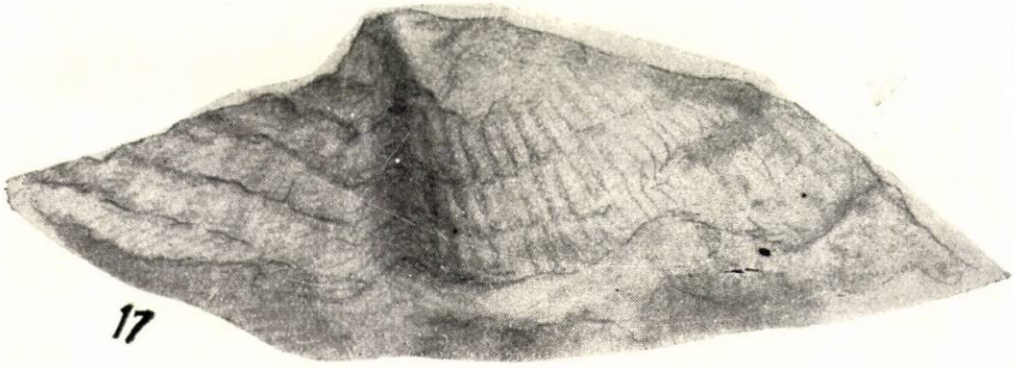


PLANȘA IV

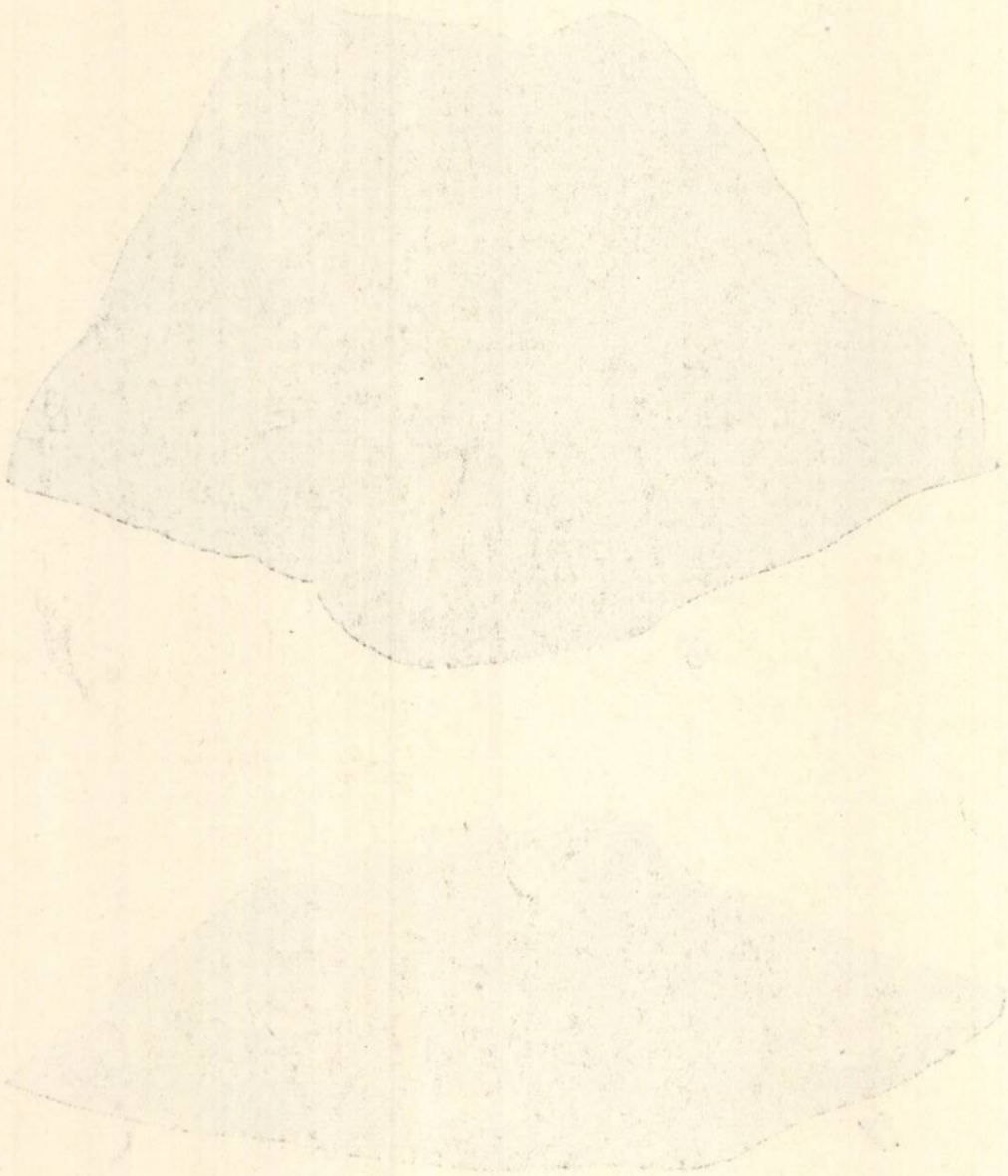
Fig. 16. — Lumașel cu *Spirifer clathratus* M. Coy.
Fig. 17. — *Syringothyris cuspidata* Sow.



16



17



НИЖНИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАРБОНА ДОЛИНЫ ИДЕГА
(ВОЗРАСТ ИДЕГСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ)

РЕЗЮМЕ

Отложения карбона по долине Идега описаны в общих чертах в более старой литературе. Авторы настоящей статьи указывают на присутствие в толще палеозойских формаций этого района двух горизонтов карбона:

— горизонта криноидных известняков (идегские известняки) богатых фауной, представленной тетракораллами, табулятами, брахиоподами, палеокриноидами и трилобитами, принадлежащего нижнему карбону (турнейскому и частично визейскому ярусам);

— горизонта немых кровельных сланцев, на основании постепенного перехода идегских известняков к кровельным сланцам, а также несогласного перекрытия последних горизонтом красных пород нижней перми, его можно отнести к среднему карбону.

LE CARBONIFÈRE INFÉRIEUR DE LA VALLÉE DE L'IDEG
(ÂGE DES CALCAIRES D'IDEG)

RÉSUMÉ

Le Carbonifère de la vallée de l'Ideg a déjà été décrit, en lignes générales. Dans cette étude, les auteurs montrent que, de l'entier complexe de formations paléozoïques de cette région, deux horizons appartiennent au Carbonifère.

— L'horizon des calcaires à crinoïdes (calcaire d'Ideg) appartient, en raison de son riche contenu faunique — comprenant des Tétracoralliaires, des Tabulaires, des Brachiopodes, des Paléocrinoïdes et des Trilobites — au Carbonifère inférieur (au Tournaisien et, en partie, au Viséen);

— L'horizon des schistes ardoisiers est dépourvu de faune; mais, du fait que le calcaire d'Ideg passe graduellement aux schistes ardoisiers et que ceux-ci supportent d'une façon discordante l'horizon rouge du Permien inférieur, on pourrait l'attribuer au Carbonifère moyen.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți.* An. Inst. Géol. Roum., 1940, vol. XX.
2. Goldfuss E., *Petrefacten Deutschlands.* Berlin, 1926.
3. Gürich E., *Leitfossilien, Karbon und Perm.* Berlin, 1923.
4. Jarosz J., *Fauna des Kohlenkalks in der Umgebung von Krakau.* Cracovia, 1907.

5. Muir-Wood H. M., *The British carboniferous products.* Memoirs of the geological survey of Great Britain. Londra, 1928, vol. III, partea 1.
6. Piveteau J., *Traité de paléontologie.* Paris, 1952, vol. I şi II.
7. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa-Faţa Mare.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, t. IV, nr. 2, 1952.
8. Răileanu Gr. şi Năstăseanu S., *Contribuţii la orizontarea paleozoicului superior dintre Ciudanoviţa şi Lupac.* Anal. Univ. „C. I. Parhon", 1958.
9. Саричева Г. Т. и Сокольская Н. А., *Определитель палеозойских брахиопод Московской впадины.* Труды палеонтологического института Академии Наук СССР, Москва, 1952, т XXXVIII.
10. Schmidt H., *Leitfossilien des Karbon.* Berlin, 1909 şi 1929.
11. Vaughan A., *On the correlation of Dinantian and Avonian.* The Quarterly Journal of the Geological Society, Londra, 1915, vol. LXXI, nr. 281.

ASUPRA CARACTERELOR LITOLOGICE ALE STRATELOR DE STRAJA DE LA GURA VĂII STEJARULUI (BICAZ)

DE

I. BĂNCILĂ şi V. CORVIN PAPIU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU, în şedinţa din 18 ianuarie 1960

Prezenta lucrare conţine rezultatul unui studiu petrografic şi petrogenetic de amănunt întreprins asupra succesiunii litologice care constituie orizontul inferior al eocenului, cunoscut sub denumirea de strate de Straja, ce apare la gura văii Stejarului, afluent pe stînga al văii Bistriţei în avale de Bicaz.

În studiile mai vechi (4) aceste strate sînt citate ca „strate de Tisaru" şi considerate ca stînd la baza stratelor de Hangu, deci de vîrstă cretacică. C. Olteanu (5), (6) le-a fixat însă poziţia reală la baza eocenului, poziţie recunoscută de cercetătorii mai noi. Denumirea de strate de Straja a fost utilizată şi generalizată de I. Băncilă[1]) (2) şi Th. Joja (3), prin ele înţelegînd un orizont caracteristic la baza eocenului de facies intermediar. Acest orizont este întîlnit în regiunea dintre valea Sucevei şi valea Trotuşului, pe lăţimea corespunzătoare subunităţii intermediare.

În valea Bistriţei orizontul acesta apare bine deschis în avale de defileul de la Straja, pe două direcţii sinclinale aproape paralele, orientate N—S. Prima deschidere se situează la gura pîrîului Adînc—pîrîul Stejarul, iar cea de-a doua în amunte de gura pîrîului Oanţu. Prima deschidere este cea mai caracteristică, la ea constatîndu-se clar, pe bază de hieroglife, succesiunea stratigrafică, imediat superioară faţă de stratele de Hangu. Cele două benzi se pot urmări pe direcţie, avînd însă aspecte diferite spre

---

[1]) I. Băncilă, *Schiţa geologică a Carpaţilor dintre valea Sucevei şi valea Oituzului.* Comunicare Com. geol., 1952.

nord şi spre sud. Astfel spre sud fiecare bandă se lărgeşte şi final este prinsă sub încălecările unor linii de solzificare ale pînzei mediomarginale. Spre nord benzile se îngustează pînă la dispariţie, relevînd prin aceasta o încleştare şi o tendinţă de ridicare. În condiţiile arătate, sinclinalul de la gura văii Stejarului reprezintă numai începutul succesiunii a ceea ce considerăm eocen în faciesul intermediar. Sinclinalul deschis pe circa 100 m orizontal este accidentat de o falie care în valea Bistriţei se situează pe flancul de vest, în timp ce spre nord trece pe flancul de est. Situaţia aceasta apare clar prin comparaţia deschiderii din valea Bistriţei cu aceea din versantul sudic al Dealului Botoşanu (fig. 1 şi 2).

Grosimea normală a stratelor este de circa 80 m şi cuprinde două nivele. Primul nivel, inferior, este constituit din gresii calcaroase, fine, în strate de 8—10 cm. Pe partea inferioară stratele poartă hieroglife mici, punctiforme şi aciculare. În grosimea stratului apare o stratificaţie ritmică, foarte fină, şi o vagă textură încrucişată. Spre faţa superioară dimensiunile devin mai mici şi roca trece în aleurit argilos cu frecvente silicifieri. Prin lovire, roca se separă în bucăţi mici, prismatice. Culoarea cenuşie închis devine pe alocuri cenuşie-verzuie şi cenuşie-brună. Grosimea este de circa 60 m.

Al doilea nivel, superior, este constituit din argilite şistoase, care alternează cu argilite compacte, parţial silicifiate, în strate subţiri, centimetrice sau milimetrice. Grosimea este de circa 40 m.

Studiul micropaleontologic al stratelor de Straja, întocmit de I. Costea (1958) a pus în evidenţă prezenţa a numeroase forme comune, între care predomină formele aglutinante. Lista lor completă este următoarea :

Foraminifere aglutinante : *Eggerella brady* (Cush.), *Marrsonella oxicona* (Reuss), *Cyclammina elegans* H. B. Brady, *Ammodiscus glabratus* Cush. et Jarvis, *Gaudryina asiphonia* (Andreas), *Pelosina complanata* Franke, *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Haplophragmoides emaciatus* (H. B. Brady), *Haplophargmoides walteri* Grzyb., *Hyperammina elongata* (H. B. Brady) var. *clavatula* Howchin, *Trochaminoides irregularis* White, *Placentamina placenta* (Grzyb.), *Hyperammina* 6, *Rhandammina* 2A, *Reophax* 2.

Foraminifere calcaroase : *Eponides nanus* Reuss, *Nodosaria calomorpha* Reuss, *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *Anomalina clementiana* (d'Orb.), *Robulus limbosus* (Reuss), *Gutulina communis* d'Orb., *Nodosaria longiscata* d'Orb.

Deşi limitată la forme comune, microfauna aduce elemente pentru situarea stratelor de Straja la baza eocenului. În acelaşi timp ea aduce dovezi pentru un mediu marin, cu salinitate normală, de apă puţin adîncă (100—300 m) şi rece.

Cu toate că stratele de Straja rămîn caracteristice pentru faciesul intermediar al eocenului, se poate constata o trecere gradată a lor atît la faciesul median, grezos, cît şi la faciesul marginal, calcaro-marnos.

Studiul petrografic întreprins a scos în relief o remarcabilă variaţie microfacială, oglindind instabilitatea accentuată a condiţiilor litogenetice din mediul de acumulare, sau a litotopului. Aceste variaţii au loc atît pe

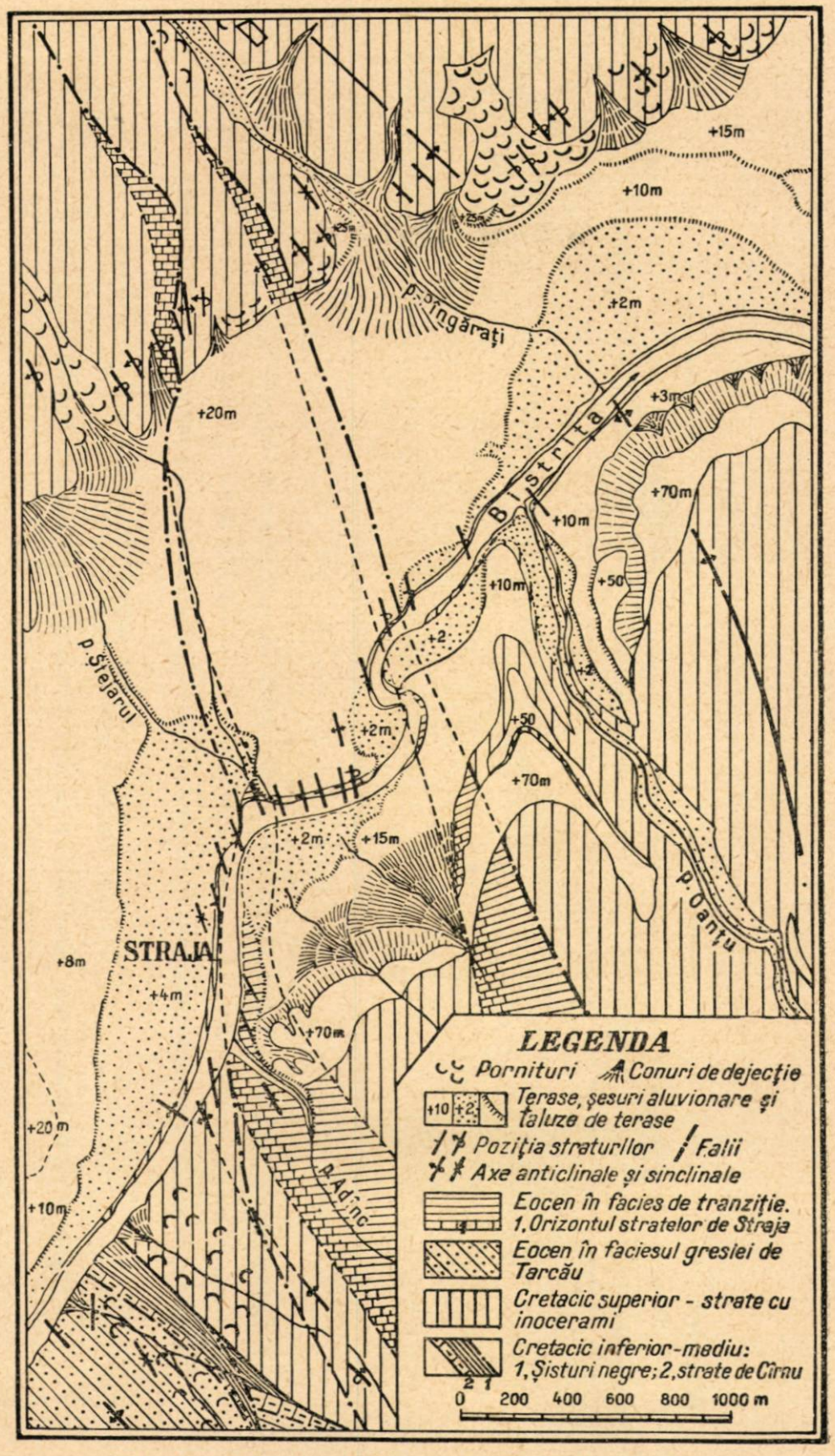
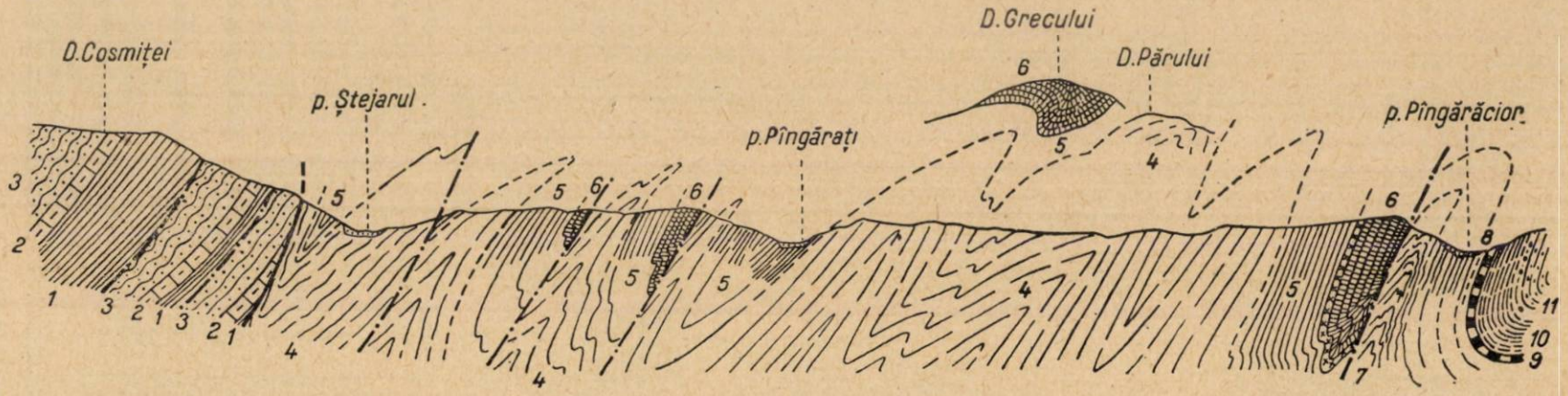


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Straja—Oanțu.



L E G E N D A

1, Șisturi negre ; 2, strate de Cîrnu ; 3, strate cu inocerami inferioare ; 4, strate cu inocerami medii ; 5, strate cu inocerami superioare ; 6, strate de Straja (×× = brecii organogene) ; 7, strate de Bisericani ; 8, orizontul gresiei de Lucăcești ; 9, menilite inferioare și marne bituminoase ; 10, șisturi disodilice ; 11, gresie de Kliwa și conglomerate cu șisturi verzi.

0 200 400 600 800 1000 m

Fig. 2. — Profil geologic prin versantul stîng al văii Bistriței (Dealul Cosmiței — pîrîul Pîngărăcior).

verticală (în timp) cît și lateral (în spațiu), astfel încît coloana stratigrafică de amănunt are un caracter local specific totuși orizontului cercetat.

În ansamblu, succesiunea de strate, însumînd 40—50 m grosime, apare ca o alternanță intimă de șisturi marno-aleuritice cu unele variații, mai ales în bază, unde sînt micropsamitice, în cuprinsul căreia episoade cu totul neregulate de apariția silicei organice imprimă în mod discontinuu, caracterul silicolitic. Variația culorii indică variația continuă a pH-ului mediului de sedimentare, precum și evoluția diagenetică, mai ales penecontemporană a caracterului soluțiilor interstițiale. Astfel, se constată o trecere gradată de la faciesul reducător (poate chiar euxinic), care se instalează în mod cu totul episodic, la faciesul cloritic (fără stadiul sideritic), iar de la faciesul de silicați feroși, la faciesul de oxizi ferici. Aceasta se reflectă în evoluția culorii de la negru-cenușiu (pigment organo-hidrotroilitic) la verde (clorit) și apoi la roșu.

În alcătuirea formațiunii pe care o examinăm, se disting cinci tipuri de componenți mineralogici principali:

1. Materialul detritic reprezentat prin cuarț metamorfic, în subsidiar prin muscovit, mult mai rar prin adaosuri de biotit și numai sporadic prin zircon și alte minerale grele.

2. Materialul argilos, după toate probabilitățile de natură preponderent terigenă.

3. Carbonatul de calciu rezultat, în cazul rocilor de culoare închisă, în primul rînd din procesele de reducere bacteriană a sulfaților, iar în celelalte cazuri, de natură organo-terigenă; calcitul diagenetic substituie mai ales resturile de organisme silicioase.

4. Silicea (calcedonie și opal) de natură organogenă aflată atît în formă primară (schelete de radiolari și spiculi de spongieri) cît și sub formă chimică, de calcedonie, depusă în alte zone decît cele de origine. Prezența unui aport de sticlă vulcanică și de silice de altă natură (juvenilă) nu este exclusă, dar datele litologice pe care le deținem nu ne îngăduie să afirmăm existența sa, după cum se va arăta mai jos.

5. Minerale fero- și ferifere care indică natura geochimică a litotopului și imprimă culoarea: sulfuri (hidrotroilit coloidal și pirită), silicați (probabil clorit) și oxizi.

Substanța organică probabil că mai dăinuiește încă, însă în cantități foarte mici, în unele roci de culoare închisă.

Componenții menționați îngăduie stabilirea a trei tipuri litologice care stau la baza constituției întregii serii, și anume:

1. tipul argilo-carbonatat (marnos);
2. tipul detritic;
3. tipul silicolitic.

Menționăm că în primul tip se recunosc mixturi de la șisturi argiloase propriu-zise pînă la roci aproape total calcaroase.

Majoritatea rocilor seriei rezultă însă din amestecul acestor trei componenți care sînt conținuți în proporții variabile, între tipurile extreme existînd toate formele intermediare, după cum rezultă din graficul alăturat (fig. 3). Dacă între termenii extremi deosebirea este evidentă, în majoritate diagnoza litologică le situează între tipuri litologice mixte.

Amestecul ternar marnă-material detritic-silice, poate fi împărţit în trei amestecuri binare.

1. Amestecul marnă-material detritic conţine tipuri de amestecuri uniforme — şisturi aleuro-argiloase, aleuro-marnoase, şisturi grezo-marnoase şi tipuri litologice în care cei doi componenţi se interstratifică (textură microstratificată) cu microorizonturi detritice şi argilo-carbonatate.

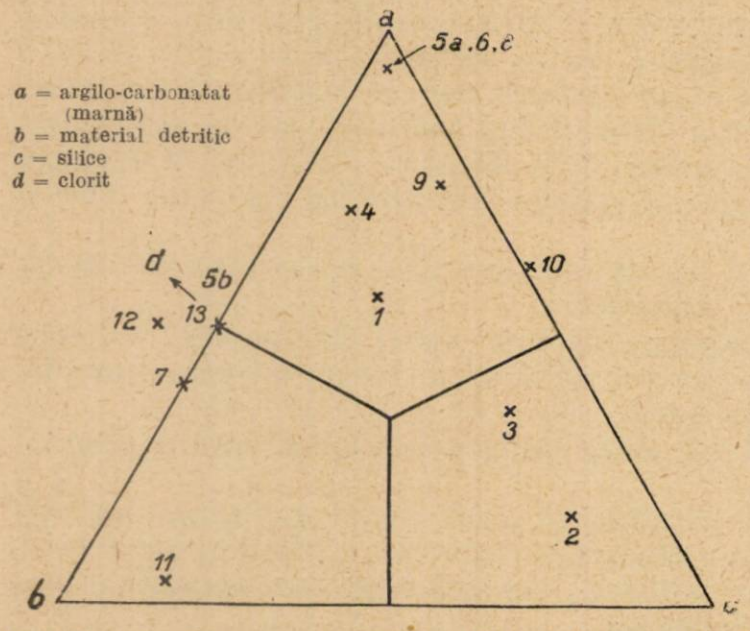


Fig. 3. — Grafic ternar cu alcătuirea litologică a formaţiunii stratelor de Straja de la gura văii Stejarului.

1, marnă silicifiată cu material detritic (compoziţie medie); *2*, gaize carbonatat; *3*, gaize cu trecere spre marno-calcar; *4*, marno-calcar aleuritic verde-cenuşiu; *5*, şist argilitic cu clorit; *6*, marnă verde cu radiolari; *7*, şist aleuro-pelitic verde-cenuşiu *8*, argilit; *9*, şist marnos; *10*, şist marno-spongolitic; *11*, cuarţit alb; *12*, şist aleuro-argilos verde; *13*; gresie aleuritică cu ciment calcaros.

2. Amestecul marnă-silice rezultă din roci argilo-carbonatate cărora li se adaugă resturi de organisme silicioase şi silice chimică. Cuprinde, ca şi în cazul precedent, un subtip de amestec uniform (şisturi marno-spongolitice, marne silicifiate, gaizeuri calcaroase) şi tipuri microstratificate prin apariţia de microzone silicioase organogene (marne silicioase, gaize etc.).

3. Amestecul material detritic-silice apare evident în cazul ortocuarţitelor alcătuite din cuarţ şi ciment silicios (cuarţ secundar). Interstratificarea nu a fost recunoscută pentru acest amestec.

Roci exclusiv marnoase sau argiloase se recunosc mai ales în şisturile fine (de 1—2 mm grosime), intercalate între bancurile ceva mai groase în care se dezvoltă ceilalţi componenţi, constatîndu-se oarecum o corelaţie directă între grosimea stratelor şi granulometrie. Stratificaţia ritmică şi gradată, ca şi indiciile unei stratificaţii încrucişate, sînt adeseori evidente. O ritmicitate se observă de asemenea şi în distribuţia resturilor de organisme silicioase. Macrotextural se recunoaşte frecvent o fină stratificaţie încrucişată spre partea inferioară a stratelor.

DESCRIERI MICROSCOPICE

1a. AMESTECUL MARNĂ-MATERIAL DETRITIC

Tipul argilitic este reprezentat prin şisturile citate şi prin argilite, cu aspect mai compact în care materialul aleuritic este totdeauna prezent în cantităţi variabile. Astfel un şist argilitic cu clorit din partea superioară a seriei, reprezintă de fapt o alternanţă (ritmică) de microzone submilimetrice şi paralele cu stratificaţia, de material argilos şi de cuarţ detritic

(alfititic). În masa acestora cloritul este fin diseminat (coloidal) în cazul zonelor argiloase și criptocristalin în cele detritice. În acestea din urmă se mai constată și prezența de granule opace de oxizi, rezultate în parte pe seama cloritului și în parte pe seama unor granule inițial piritice. Local se recunosc mici grupări de cuarț psamitic fin, iar cloritul apare sub formă de aglomerări circulare criptocristaline, înlocuind testul unor radiolari, a căror cavitate rămîne umplutură cu silice criptocristalină sau cu material argilo-silicios. Alte ori zonele clorito-aleuritice sînt lentiforme și alungite. Ele conțin circa 40% material detritic, spre deosebire de cele argiloase în care acest material nu depășește 10%. Spiculii de spongieri silicioși apar sporadic și prezintă canalul umplut cu material clorito-argilos. În zonele argiloase, mai ales, se observă porțiuni izotrope și ochiuri de silicifiere rezultate probabil din migrarea silicei organismelor. Intervenția unui material piroclastic pe seama căruia să se fi format cloritul, concentrat în zonele izotrope, nu este exclusă, dar nici dovedită microscopic. Argila este în bună parte sericitizată mai ales pe fețele de șistozitate.

Tipul marnos prezintă caractere analoge, derivînd din precedentul prin adăugarea calcitului în mixtură intimă sau în minuscule insule, fin granulare. Acesta este cazul bancurilor carbonatate (eș. 6) situate cam 6 m sub limita superioară a succesiunii pe care o cercetăm. În această rocă, zonele verzi și roșii-violacee se succed și se întrepătrund, indicînd variații locale de redoxipotențial. Oxizii ferici apar individualizați în granule cu diametrul sub 0,005 mm. Zonele detritice sînt mai sărace în carbonat de calciu și au grosimi care nu depășesc 0,5 mm. În lungul lor apar înșiruiți radiolari intens cloritizați, cu lumenul umplut cu material argilos și prezentînd în jurul testului o zonă cloritică din care aceste minerale difuzează în masa înconjurătoare sub formă de mici insule. În restul masei marnoase radiolarii cloritizați apar sporadic. Este interesantă cloritizarea treptată a materialului argilos care se poate urmări de la exterior spre interiorul lumenului unor foraminifere, al căror test calcaros rămîne neatins de diageneză; transformarea materialului fero-argilos a avut loc sub influența reducătoare a substanței organice din interiorul scheletelor.

Prin creșterea cantității de metarial detritic se trece la șisturi aleuropelitice propriu-zise (eș. 7). Megascopic roca corespunde unui șist argilos sau argilit, avînd grosimi de 1—2 cm și variații frecvente de culoare de la verde la roșu. Materialul aleuritic constituie 60—65%, fiind reprezentat prin cuarț foarte fin (0,02 mm) și prin lamele de muscovit care se ridică pînă la D = 0,1 mm în cantități egale. Pigmentul este constituit dintr-o pulbere fină de hematit, în zonele roșii, și de clorit, în cele verzi. Între aceste zone, limitele sînt nete fără indicii de trecere sau difuzare reciprocă. Granule evidente de oxizi se recunosc în ambele zone (10—15% în zonele roșii și 5—10% în cele verzi). În zonele roșii se individualizează adeseori pete verzi, circulare, înconjurate uneori de granule de oxizi, reprezentînd, după toate probabilitățile, vechi testuri de radiolari care au concentrat cloritul sau, după cum se va arăta mai jos, umplutura cloritică a unor foraminifere. Alteori, cum este cazul unor șisturi aleuro-argiloase din părțile mijlocie și inferioară ale seriei (eș. 12) zonele pigmentate mai intens cu hematit se individualizează în microstrate de 0,5—1 mm grosime. În aceste

zone, oxizii ferici se concentrează uneori în mici cristale şi granule transparente. Zonele verzi sînt pigmentate cu clorit fibrolamelar sau criptocristalin. Granulele de hematit sînt mai rare, iar local se acumulează granule fine de pirită, dovedind condiţii net reducătoare.

Stratificaţia gradată arată, şi în acest caz, o depunere ritmică, zone mai grosiere (circa 50% material detritic) alternînd cu zone fine, pelitice, în care materialul aleuritic rămîne numai sporadic. Acumularea materialului aleuritic grosier sau psamitic fin în mici corpuri ocelare sau lenticulare, uneori de forme sinuoase, indică intervenţia unor evidenţi microcurenţi de turbiditate. În aceste porţiuni apar preferenţial concentraţii globulare de clorit, constituţia lor fiind:

material detritic	50—60 %
clorit globular	15—20 %
ciment argilitic	20—30 %

Participaţia materialului piroclastic nu se remarcă la microscop, nici în cazul acesta.

În alte roci însă, stratificaţia gradată este şi mai evidentă, fiind completată de apariţia resturilor organice, cum este cazul unui marno-calcar aleuritic, de culoare verde-cenuşie, de la partea superioară a seriei (eş. 4). De la început trebuie menţionat faptul că alcătuirea chimico-mineralogică, şi deci însăşi denumirea rocii, nu corespunde în acest caz, sedimentului originar. Materialul silicos organogen (exclusiv spiculi monoaxoni şi globulari), a fost substituit cu calcit, cu excepţia zonelor net organogene (asupra cărora vom reveni mai jos) în care formele s-au păstrat în proporţie de maximum 50% constituind local pînă la 15% din masa rocii.

Silicea solubilizată a migrat diagenetic şi nu se mai întîlneşte în aceste microorizonturi. În general roca conţine sub 20% material aleuritic (cuarţ metamorfic, subrotunjit, rareori colţuros, distribuit zonar sau neuniform), inclus într-o masă calcaro-marnoasă în care se disting resturi de foraminifere pelagice granulare (rotaline mici, *Nonius*?) şi spiculi calcitizaţi. În toată roca apar, diseminate neregulat, granule fine de pirită. Concentraţiile de calcit din masa fundamentală corespund, probabil, unor schelete de organisme total diagenizate.

Ciclicitatea sedimentării apare aici evidentă atît în ceea ce priveşte materialul argilo-detritic cît şi în dezvoltarea organismelor. În aceeaşi secţiune microscopică se pot deosebi patru microzone, rezultate din raporturile celor trei elemente litologice componente (pe fondul de marnă se adaugă materialul detritic şi organismele silicioase calcitizate):

1. O zonă marno-aleuritică grosieră pînă la psamitică fină, cu schelete de foraminifere (5—10 mm).

2. O zonă marno-aleuritică fină (alfititică) de culoare mai închisă, pigmentată cu hidrotroilit şi substanţă bituminoasă, conţinînd numeroase granule de pirită (circa 2 mm).

3. O zonă organogeno-detritică alcătuită, în proporţie de 30—40%, din spiculi de spongieri total calcitizaţi, cărora li se adaugă, subordonat, materialul aleurito-psamitic şi granule de pirită (circa 2 mm).

4. O zonă organogenă-alfititică în care resturile organice ating 50—60% fiind în parte necalcitizate (circa 25%), ceea ce face ca zona să conțină peste 10% calcedonie (circa 1,5 mm). Trecerea de la zona precedentă se face treptat prin creșterea cantității de resturi organice și prin micșorarea dimensiunii granulelor detritice.

Succesiunea examinată mai sus indică o depunere ritmică de material detritic concomitentă unei masive acumulări de material argilo-carbonatat într-un mediu, în majoritate reducător, cu formarea de hidrotroilit (și apoi de pirită).

Microfaciesul grosier este preponderent pelagic, cu o contribuție subordonată de schelete, dar cu abundență de materie organică rezultată din organisme fără schelete și care, împreună cu monosulfura feroasă coloidală, a fost fixată preponderent pe complexul argilos. Apariția organismelor silicioase bentonice este destul de bruscă și se manifestă aproximativ la sfîrșitul acumulării microorizontului grosier, avînd dezvoltarea maximă, după cum este și natural, în cursul acumulării orizontului fin, alfitito-argilos.

Viața bentonică suferă apoi o stagnare în care se repetă ciclul detritic cu fazele (1) și (2) pentru a reapare o dată cu sfîrșitul primei faze din ciclul detritic următor, astfel că episoadele organogene apar odată la două cicluri detritice.

Procesele diagenetice calcitizează apoi spiculii silicioși, într-o fază penecontemporană, iar silicea este eliminată prin microcurenți.

În alte cazuri însă, cum sînt rocile de la partea mijlocie și de la cea inferioară a succesiunii (eș. 9), resturile de spongieri participă cu 70—80% la alcătuirea zonelor organogene. Ca și în cazul precedent spiculii sînt integral calcitizați, zona avînd caracter net calcaros. Spre periferie cantitatea de spiculi scade (sub 20%) pînă la totala dispariție. În aceste porțiuni apar zone de radiolari (*Spummellaria*) calcedonitici și mici grupări locale de granule psamitice, fine, de cuarț subcolțuros. Rezultă de aici că diageneza calcitică a fost mult mai accentuată în porțiunile interne ale zonelor organogene, fără a se putea însă determina direcția în care a migrat silicea rezultată.

Zonele marnoase (anorganice) se caracterizează printr-o mixtură de argilă și calcit în care pot fi distinse insulele de calcit, rezultînd în parte din resturi organice diagenizate. Rareori se recunosc radiolari calcitizați, iar numărul spiculilor calcitizați este redus pînă la totala dispariție. În aceste zone se disting subzone alungite sau de forme ocelare, perfect izotrope în care apar granule psamitice de cuarț și, mult mai rar, granule colțuroase proaspete de plagioclaz acid. În ambele zone apar acumulări circulare (amintind formele radiolarilor) de clorit izotrop sau slab birefrigent (criptocristalin), avînd o dezvoltare preferențială în subzonele izotrope menționate mai sus. Cum prezența cloritului se mai remarcă și în cavitățile unor foraminifere pelagice, este posibil ca aceste forme circulare să reprezinte atare umpluturi, rămase după dizolvarea diagenetică a testurilor calcitice.

Porțiunile verzi sînt pigmentate cu clorit fin granular, difuz în masa marnoasă sau concentrat local sub forma de reticule fine, mai ales în por-

ţiunile cu pete circulare. În aceste regiuni apar şi granule minuscule de pirită. Zonele roşii sînt pigmentate cu o pulbere fină hematitică.

Alcătuirea mineralogică a zonelor izotrope este greu de precizat. Este posibil să reprezinte silicea organogenă depusă singenetic sub forma de opal (ca şi la menilite), ceea ce nu ar corepunde însă, celorlalte cazuri în care ea apare sub formă de calcedonie, deci diagenetică. De asemenea ele pot corespunde unui material vulcanic vitro-clastic, foarte puţin alterat, care ar putea justifica acumularea preferenţială a cloritului în aceste zone.

În sfîrşit, unele faciesuri au caractere net detritogene conducînd pînă la gresii aleuritice cu ciment calcaros sau marnos. Aceste roci sînt prezente mai ales în partea inferioară şi la baza succesiunii (eş. 13). Într-o astfel de rocă se recunoaşte detritusul mineral constituit din cuarţ aleuritic sau psamitic fin, în genere sub 0,2 mm (cu predominarea fracţiunii fine), avînd forme colţuroase sau subcolţuroase, rareori aşchioase alungite D/d = 0,24/0,04, alături de care apar în mod sporadic lame de muscovit cu diametrul în jurul a 0,1 mm.

Acumulările locale dovedesc, şi în acest caz, o discontinuitate periodică în modul de acumulare. Cimentul este calcaros, necristalizat şi conţine o cantitate subordonată de argilă. Cloritul apare sub formă de globule circulare complexe (d = 0,48—0,16 mm) şi, la prima vedere, poate fi confundat cu glauconitul. Aceste forme sînt înconjurate de calcitul cimentului, depus ulterior. În masa rocii mai apare o pulbere fină de minereu care se individualizează uneori în mici granule (posibil pirită) din oxidarea căreia rezultă limonit, iar culoarea rocii variază spre gălbui. Radiolari de tipul *Tricolocapsa* prezintă testul silicios iar cavitatea, ca şi zona exterioară din jurul scheletului, este umplută cu clorit. Sporadic apar foraminifere calcitice.

b. AMESTECUL MARNĂ-SILICE

De la tipul argilo-detritic se trece, după cum s-a menţionat, atît prin microstratificare cît şi prin amestecuri intime, la rocile mixte silicioase.

Materialul silicios este reprezentat preponderent prin spiculi de spongieri şi apoi prin forme de radiolari care, în unele cazuri, pot lipsi. După cum am specificat, silicea este adeseori substituită cu calcit. Ea se recunoaşte uneori în acelaşi orizont sub forma de calcedonie, dar — mai frecvent — este îndepărtată prin curenţi penecontemporani.

Tipurile litologice slab silicifiate corespund definiţiei de marne silicifiate cu material detritic. În partea superioară a succesiunii (eş. 1) am recunoscut astfel de roci în care microzonele argilo-carbonatate constituie 50—60%, iar cele silicifiate,15—25%. Materialul detritic se distribuie mai mult sau mai puţin uniform, constituind 15—30% din masa totală a rocii. Zonele marnoase prezintă porţiuni local recristalizate şi conţin resturi organice (globigerine, spiculi de spongieri, radiolari calcitizaţi). Granule cloritice şi piritoase limonitizate apar în toată masa. Zonele silicioase conţin în primul rînd spiculi monoaxoni cu canal lărgit (umplut cu calcedonie, argilă sau clorit) şi spiculi globulari, calcedonitici. Silicea eli-

berată diagenetic se dezvoltă sub formă de benzi alungite, calcedonitice, în care, ca de altfel și în interiorul resturilor organice, se individualizează uneori minusculi romboedri de calcit. Prezența silicei plasează roca între formele de trecere spre gaize. Într-o fază de silicifiere mai avansată (eș. 3) roca se poate denumi „gaize cu trecere spre marno-calcar". Zonele argilo-carbonatate constituie aici 25—50%, iar spiculii abundă (forme monaxone, tetraxone și globulare). Structura lor este mai mult sau mai puțin estompată sau chiar total ștearsă diagenetic, fiind calcitizați în proporție de 25%. Sporadic apar foraminifere granulare.

Materialul detritic constituie circa 15%. Silicifierea și mai avansată (eș. 2) conduce la „gaizeuri carbonatate" în care silicea se ridică la peste 60% și în care alternanța de zone silicioase și argilo-carbonatate este cu mult mai puțin evidentă, datorită amestecului inițial. În aceste roci, numărul radiolarilor este de circa 20 de ori mai mic; sînt calcitizați și cu cavitatea de asemenea umplută cu calcit fin granular. Cloritul și pirita sînt sporadice, iar materialul detritic constituie 10—15% din masa rocii. Un caz special rezultă din amestecul de material argilo-carbonatat (matrice marnoasă cu sporadice foraminifere și cu pigment negru organo-hidrotroilitic), alcătuind 55—70%, și de resturi de organisme calcedonitice (spiculi monaxoni și globulari de spongieri, cu un adaos minim de radiolari) în proporție de 30—45%. Materialul detritic (alfititic) este redus cantitativ în zone de culoare mai deschisă, de grosimi uneori milimetrice, care alternează cu zone submilimetrice, exclusiv argiloase și intens pigmentate cu substanță bituminoasă. Caracterul șistos mai rezultă și din orientarea spiculilor monaxoni paralel cu stratificația, în urma proceselor de tasare.

Calcedonita fibroradiară se menține în orizonturile organo-silicioase, iar calcitizarea este un fenomen mult mai subordonat în comparație cu alte probe. Din acest motiv este sporadică apariția romboedrilor calcitici.

c. AMESTECUL „MATERIAL DETRITIC-SILICE"

Mixtura dintre cuarțul detritic și silicea organo-chimică este destul de slab reprezentată în formațiunea marno-calcaroasă a stratelor de Straja de la gura văii Stejarului. În această grupă se situează bancurile de ortocuarțite, de culoare albă-cenușie după uscare și cenușie-negricioasă în stare umedă, dinspre partea bazală a profilului. Roca are o structură cristaloblastică de regenerare, fiind alcătuită din granule de cuarț metamorfic de dimensiuni micropsamitice sau aleuritice grosiere, unite printr-un ciment pelicular de cuarț de neoformațiune care nu poate fi deosebit, decît cu greu, de granulele pe care le regenerează și care constituie circa 15% din masa rocii. Pe unele porțiuni restrînse, cimentul este cloritic sau clorito-argilos, cloritul individualizîndu-se sporadic, în granule cărora li se adaugă și granule opace, limonitizate (probabil de pirită). În materialul detritic, în afară de cuarț care domină în mod categoric, se recunosc rare fragmente, de peste 1 mm, de șisturi cloritice, de calcare sedimentare, lame de muscovit, biotit cloritizat și, sporadic, granule de epidot, zircon,

precum şi foraminifere umplute cu clorit. Deoarece cimentul de supracreştere nu poate fi decît cu greu recunoscut, regenerarea granulelor ne apare ca un proces petrecut într-o masă nisipoasă foarte curată, acumulată probabil sub influenţa unor curenţi sau microcurenţi de turbiditate.

CONCLUZII PETROGENETICE

Pe baza analizei fiziografice a materialului provenit din stratele de Straja de la gura văii Stejarului (Bicaz) am tras următoarele concluzii petrogenetice :

Luată în ansamblu, această serie care se situează stratigrafic în baza eocenului, la limita dintre depozitele argilo-carbonatate ale senonianului şi complexul detritogen al eocenului, apare ca un mare accident silicios, determinat de intervenţia masivă a unui exces de silice organogenă. Caracterele de detaliu ale acestei formaţiuni denotă o acumulare în condiţii de sedimentare foarte variate (nestatornice) care s-au modificat continuu, atît în timp cît şi în spaţiu. Cei trei componenţi principali ai seriei prezintă variaţii faciale frecvente, chiar în cadrul aceluiaşi strat (microfaciesuri), rezultate atît din natura materialului sedimentar (funcţie la rîndul său de agenţii de alterare şi transport) cît şi din modificarea caracterelor geochimice ale mediului receptiv (deci din faciesul geochimic). Aria de origine a materialului epiclastic a fost zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali. Alterarea s-a produs într-un climat cald şi probabil umed, cu o intensă descompunere (alterare chimică) ce a condus masiv la un material argilos cu oxizi. Procesele fizice au fost de asemenea foarte avansate cu formarea de granule aleuritice şi pelitice, care prezintă o trecere gradată pînă la argilă.

Admitem că culoarea roşie a fost în cea mai mare parte primară, acumularea sedimentelor roşii putînd fi asemănată cu cea a mîlurilor roşii actuale. Prezenţa materiei organice determină local caracterele faciesului geochimic care puteau fi chiar reducătoare, trecînd la faciesuri slab aerisite cu formare de clorit şi, de la acestea, pînă la faciesuri euxinice cu sulfuri coloidale şi cu pirită.

Stratificaţia gradată indică o sedimentare ritmică, în care aporturile periodice sînt marcate prin orizonturile mai grosiere (bazale pentru microciclul considerat) care însă nu depăşesc granulometric domeniul gresiilor fine.

Supoziţia că, o dată cu materialul detritic mineral, s-ar fi produs şi aporturi piroclastice nu se exclude, deşi se bazează pe argumente neconcludente, cum sînt :

1. Apariţia zonelor transparente izotrope în care abundă cloritul atît sub formă de concentraţii cît şi ca pigment difuz (zone vitroclastice ?).

2. Cloritizarea frecventă a scheletelor de radiolari, fapt citat mai cu seamă din jaspurile piroclastice cum sînt phtamitele devoniene de pe Vallée de la Bruche — Alsacia (L a p p a r e n t, 1923), sau jaspurile diabazice din Masivul Drocea (7).

3. Prezența unor fragmente colțuroase de cristale de plagioclaz în zonele izotrope citate, care ar putea proveni din eventuale erupții vulcanice.

4. Apariția periodică a organismelor silicioase (adevărate erupții biologice) care ar putea fi pusă în legătură cu eventuale manifestații eruptive. Cum însă nu radiolarii, ci spiculii de spongieri sînt principalele organisme silicioase din silicolite și cum pînă în prezent nu s-a dovedit că există vreo corelație evidentă între vulcanism și dezvoltarea acestor organisme, argumentul ne pare insuficient. Este posibil ca dezvoltarea masivă a faunei silicioase bentonice să fi fost determinată de apariția coloizilor și suspensiilor argiloase, din faza finală a microciclurilor sedimentare.

Fierul rămîne sub formă de oxizi în zonele aerisite (roșii)și se reduce, cu separarea de leptoclorite sau chiar de sulfuri, în zonele bogate în substanță organică. Procesul continuă apoi în masa sedimentului în curs de acumulare și după sedimentare, iar circulația soluțiilor reducătoare determină ulterior variațiile și tranzițiile ce se remarcă în culoarea rocilor.

Substituția testurilor de radiolari prin clorit marchează tocmai o atare fază, iar cloritizarea materialului argilos sub influența substanței organice se recunoaște în înverzirea argilei din cavitățile organismelor în mod progresiv, de la exterior către interior.

Mai presupunem că acumularea a fost controlată, într-o oarecare măsură, și de curenți și microcurenți de turbiditate care au determinat, pe de o parte, stratificația gradată iar, pe de altă parte, triarea unui material mai mult sau mai puțin echigranular și foarte curat din care au luat naștere rocile ortocuarțitice.

Principalele procese diagenetice constau însă în calcitizarea scheletelor silicioase și în silicifierea anumitor zone de sedimente. Metasomatoza calcitică a avut loc, după toate probabilitățile, în sedimentul de curînd acumulat (penecontemporan), sub influența alcalinizării mediului în care aveau loc fenomene de descompunere organică.

În unele cazuri silicea solubilizată poate fi recunoscută fiind depusă secundar atît în accidentele silicioase care apar în unele orizonturi, cît și în cimentul de regenerare al ortocuarțitelor. Ea a migrat sub forma solubilă, regenerînd granulele de cuarț sau silicifiind cimentul gresiilor și rocile marnoase.

Numeroasele microorizonturi cu caractere microfaciale net deosebite chiar numai în cadrul cîmpului unei singure secțiuni microscopice sînt deci consecința atît a condițiilor variate de sedimentare cît și a proceselor chimice și biochimice ulterioare, diagenetice.

О ЛИТОЛОГИЧЕСКОМ ХАРАКТЕРЕ СЛОЕВ СТРАЖА У УСТЬЯ ДОЛИНЫ СТЕЖАРУЛУЙ (БИКАЗ)

РЕЗЮМЕ

На основании литологического изучения автор рассматривает свиту слоев Стража (эоценового возраста) как крупное кремнистое включение, расположенное между сенонскими глинисто-мергелистыми

и эоценовыми обломочными отложениями. Эта свита пород состоит из смеси трех главных компонентов: 1) кальцита и глины (соответствующих мергелю), 2) обломочного материала и 3) кремнезема, которые соответствуют трем главным литологическим типам: мергелистому, обломочному и силиколитовому. На основании тройных графиков, в смешанных формах установлено преобладание бинарной смеси „мергель-обломочный материал", за которым следует смесь „мергель-кремнезем" и совсем подчиненное значение смеси „кремнезем-обломочный материал".

В первом случае развиты однородные фации (алеврито-глинистые, алеврито-мергелистые, песчаниково-мергелистые сланцы) и формы переслаивания. Во втором случае, речь идет о спонголито-мергелистых сланцах, окремнелых мергелях, известняковистых опоках и микрослоистых разновидностях. Третий случай встречается значительно реже (ортокварциты). Кремнезем (хальцедон и опал) образовался из органических скелетов; предполагается также возможность пирокластического привноса. Железо присутствует в виде сульфидов (гидротроилит и пирит), хлоритов (местами приведших к диагенезу скелетов радиолярий) или окислов и неравномерно окрашивает всю свиту пород, что указывает либо на частые изменения величины pH геохимической среды осадконакопления, либо на диагенетические изменения. Местами очень сильное замещение кремнистых скелетов кальцитом является почти современным процессом, связанным, вероятно, с излишком органического вещества в первичных осадках. Перекрестная слоистость, постепенная слоистость, чередование различных литологических типов, различная окраска этих последних, все это указывает на большую неустойчивость условий седиментогенеза, обусловленную в значительной мере вихревыми течениями, носящими иногда локальный характер.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая схематическая карта района Стража-Оанцу.
Рис. 2. — Геологический разрез левого склона долины Бистрицы (гора Космица — р. Пынгэрачиор).
Рис. 3. — Тройной график литологического состава толщи слоев Стража у устья долины Валя Стежарулуй.

LES CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES COUCHES DE STRAJA DE GURA VĂII STEJARULUI (BICAZ)

RÉSUMÉ

L'étude lithologique des Couches de Straja (d'âge éocène) mène à la conclusion que cette série peut, dans l'ensemble, être considérée comme un grand accident siliceux, situé entre la formation marno-argileuse du Sénonien et la formation détritique de l'Eocène. La série résulte du mélange de trois composants principaux : 1° calcite et argile (marne) ; 2° matériel détritique, et 3° silice, correspondant aux trois types litholo-

giques principaux : le type marneux, le type détritique et le type silicolithique. Le graphique ternaire montre la prépondérance, dans les formes mixtes, de la mixture binaire «marne-matériel détritique », suivi de la mixture « marne-silice », tandis que la mixture « silice-matériel détritique » est de très peu d'importance. Dans la première, apparaissent des faciès « uniformes » (schistes aleuro-argileux, aleuro-marneux, gréso-marneux) et des formes d'interstratification. Dans la seconde, on trouve des schistes marno-spongiolithiques, des marnes silicifiées, des gaizes calcaires et des variétés microstratifiées. La dernière mixture (orthoquartzites) est beaucoup plus rare. La silice (calcédoine et opale) provient des squelettes organiques, et l'on émet l'hypothèse d'un éventuel apport de pyroclasite. Le fer est fixé sous forme de sulfures (hydrotroïlite et pyrite), de chlorites (provoquant quelquefois la diagénèse des squelettes de radiolaires) ou d'oxydes, qui pigmentent la série de couleurs diverses et indiquent soit des changements fréquents de la valeur du pH du milieu géochimique d'accumulation, soit des transformations diagénétiques. La substitution, quelquefois massive, de la calcite aux squelettes siliceux est un processus pénécontemporain, dépendant probablement des réserves de matières organiques dans le sédiment primaire. La stratification croisée, la stratification graduée et les alternances de types lithologiques et de couleurs prouvent la grande variabilité des conditions de genèse des sédiments, qui dépend pour une bonne part de l'intervention, quelquefois purement locale, des courants de turbidité.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma géologique de la région Straja—Oanțu.

Fig. 2. — Coupe géologique à travers le versant gauche de la vallé de la Bistrița (colline de Cosmiței — ruisseau Pîngărăcior).

Fig. 3. — Graphique ternaire indiquant la constitution lithologique de la formation des Couches de Straja, de Gura Văii Stejarului.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Paleogenul zonei mediane a flișului*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de biologie, agronomie, geologie și geografie, t. VII, nr. 4, 1955.
2. — *Geologia Carpaților Orientali*. Ed. științifică, București, 1958.
3. Joja Th., *Structura geologică a flișului marginal de pe Putnișoara și din cursul inferior al Putnei*. Dări de seamă Com. geol., 1954, vol. XXXVIII (1950—1951).
4. Macovei G., *Aperçu géologique sur les Carpates orientales*. Assoc. pour l'avanç. de la géol. des Carpates, IIe réun. en Roumanie, Guide des excursions, București, 1927.
5. Olteanu C., *Cercetări geologice între Valea Bistriței Pîrîul Cuejdu și Pîngărăciorul (Neamț)*. Dări de seamă Com. geol., 1952, vol. XXXVI (1948—1949).
6. — *Revizuiri geologice la sud de Valea Bistriței*. Dări de seamă Com. geol., 1952, vol. XXXVII (1949—1950).
7. Papiu V. Corvin, *Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni)*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, t. V, nr. 1, 1953.

ASUPRA PREZENȚEI FORMEI *PURPUROIDEA CARPATHICA* ZITTEL ÎN SUBCARPAȚII DIN R.P.R.

DE

V. DRAGOȘ

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R. în ședința din 15 martie 1960

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE

În jurul celor mai numeroase masive de sare, din zona Subcarpaților, se găsește o zonă de brecie, numită „brecia sării", un depozit geologic cu caractere proprii.

Brecia sării este formată, în general, dintr-o matrice cenușie, uneori neomogenă, nisipoasă, sfărîmicioasă, alteori argiloasă-onctuoasă în care se găsesc incluse numeroase elemente poligene de dimensiuni foarte variate (de la fragmente în diametru de 2—3 mm, pînă la blocuri enorme, de sute de metri cubi).

Cititorul poate găsi considerații mai ample cu privire la evoluția ideilor asupra originii materialului component și a genezei breciei sării în lucrarea asupra tectonicii regiunii dintre rîul Buzău și valea Bălăneasa[1]).

În nota de față redăm numai principalele idei asupra breciei sării.

L. Mrazec și W. Teisseyre (8)[2]) arată că majoritatea masivelor de sare sînt însoțite de un înveliș protector pe care-l numesc „mantaua sau învelișul sării" format din marne argiloase cenușii, cu intercalații de strate subțiri de gresii marnoase sau gips, avînd asupra originii o concepție sedimentară.

I. P. Voitești (17)[3]), I. P. Voitești, H. Grozescu și D. M. Preda (18)[4]), O. Protescu (13)[5]), St. Mateescu (7)[6]),

---

[1]) V. Dragoș, *Tectonica regiunii dintre v. Buzăului și p. Bălăneasa cu privire specială asupra depozitelor salifere.* Comunicare Com. geol., 1958.

[2]) p. 194—196.

[3]) p. 13.

[4]) p. 82.

[5]) p. 152.

[6]) p. 165.

și M. Paucă (10)[1]) au susținut părerea că brecia sării este de origine tectonică, considerînd că ea s-a produs în timpul procesului de diapirism ca o consecință a acestuia.

Mai tîrziu D. M. Preda (12)[2]), emite părerea că o parte din brecia sării trebuie să fie de origine sedimentară, întrucît în brecia sării de la Salcia se găsesc și elemente rulate a căror proveniență nu poate fi pusă decît pe seama agenților de transport.

K. Krejci-Graf (6)[3]), consideră că elementele rulate din brecia sării provin din dezagregarea conglomeratelor și au fost sedimentate o dată cu sarea, deoarece pe valea Păcăloaia de la Podenii-Noi a găsit material brecios intercalat în masa masivului de sare.

M. G. Filipescu (3), (4)[4]), cercetînd elementele din brecia sării din jurul mai multor masive de sare, situate în unități tectonice deosebite, ajunge la concluzia că brecia sării poate fi grupată în două categorii :

— Brecii în care domină elemente constituite din material de fliș situate în interiorul bordurii flișului. Ele au origine tectonică, fiind scoase de masivele de sare, care au străpuns pînza mediană, în timpul mișcărilor postpliocene (Slănic—Prahova, Vulcănești, Drajna, Lunca (N. Lopătari)).

— Brecii în care domină material exotic (din vorland) situate în jurul masivelor de sare din zona neogenă. Ele au origine sedimentară.

Gr. Popescu (11)[5]) și Fl. Olteanu (9)[6]) sprijină ideea originii sedimentare a breciei sării, susținînd că ea se află în poziție normală și că reprezintă chiar un orizont stratigrafic al tortonianului.

Noi[7]) am susținut că brecia sării s-a format, pe cale sedimentară, la sfîrșitul fazei salinogene din material adus atît din platformă cît și din fliș, dar că în prezent ea ocupă, ca și masivele de sare, o poziție tectonică, cuprinzînd printre elementele sale și fragmente de roci mai noi decît sarea, provenite în urma fenomenului de diapirism. Totodată am arătat că brecia sării nu reprezintă un orizont stratigrafic al tortonianului, ci un facies al stratelor de Cornu. De aici rezultă că este mai veche decît conglomeratele de Brebu sau, cel mult, mai veche decît orizontul roșu al helveținului. Totodată am clasificat brecia sării în trei categorii : megabrecie, macrobrecie și microbrecie.

Printre elementele breciei sării foarte răspîndite sînt blocurile de calcar de vîrste diferite.

Prezența calcarelor mezozoice în brecia sării din Subcarpați a fost semnalată prima dată de Sabba Ștefănescu (15)[8]), în 1897, cînd a găsit la Podeni (Prahova), cîteva blocuri mari de calcar neoco-

[1]) p. 275.
[2]) p. 22—23.
[3]) p. 9.
[4]) p. 6—8.
[5]) p. 10—11.
[6]) p. 14.
[7]) V. Dragoș, *Op. cit.*
[8]) p. 308—309.

mian de tip dobrogean. Dimensiunea enormă a blocurilor (unul avea circa 750 m³, constituind obiectul unei exploatări locale) a determinat autorul să le considere adevărate „Klippe". Aceste blocuri au permis tragerea concluziei că Platforma Prebalcanică s-a continuat spre N cel puțin pînă la latitudinea localității Podeni.

R. Zuber (20)[1]) a considerat că blocurile exotice aflate în zona miocenă provin dintr-o catenă chimerică-dobrogeană sau poate din Platforma Prebalcanică.

I. P. Voiteşti (16)[2]), în anul 1913, face cunoscută prezența unor forme barremiene de tip dobrogean (*Nerinea*, *Monopleura*, *Pteroceras*, *Acteonella*), care ar fi fost recoltate din pietrişurile cuaternare, din carierele Tonola (lîngă Bucureşti), şi trage concluzia că ele trebuie să fi fost aduse de ape, o dată cu pietrişurile din spre N, din regiunea colinelor subcarpatice.

Într-adevăr, calcare de tip dobrogean se găsesc în regiunea subcarpatică ca elemente în brecia sării, de pe spinarea mai multor masive de sare.

CALCARELE DE LA BĂDILA

Cele mai numeroase blocuri de calcar de tip Stramberg, din care unele au dimensiuni enorme ajungînd pînă la 600—700 m³, se găsesc în brecia sării, din jurul masivului de sare din valea Buzăului, situat

Fig. 1. — Blocuri de calcar de tip Stramberg. Megabrecia sării Bădila.

între localitățile Ruşavăț şi Bădila (fig. 7), cunoscut în literatură sub numele de „sarea lui Buzău". Prezența acestor calcare a fost semnalată de L. Mrazec şi W. Teisseyre (8), iar studiul lor a fost făcut

[1]) p. 245.
[2]) p. 53.

de M. G. Filipescu (3)[1]), care dă o descriere micropetrografică și paleontologică. Bazat pe prezența foraminiferelor (miliolide, *Textu-*

Fig. 2. — Bloc de calcar de tip Stramberg cu *Purpuroidea carpathica* Zittel și *Nerinea*. Megabrecia sării Bădila.

Fig. 3. — Bloc de calcar cu prisme de inocerami, belemniți, echinide și coralieri. Megabrecia sării Bădila.

laria, Rotalia), radiolarilor calcificați din grupa *Spumellaria*, a formei *Calpionella alpina* Lor. și a moluștelor *Nerinea* și *Perisphinctes*, consideră calcarele de vîrstă jurasic superior, de tipul Stramberg. El a introdus

[1]) p. 57.

în literatură termenul de „calcarul de la Bădila", care de fapt constituie numai elemente în brecia sării.

În vara anului 1956, cercetînd calcarele din brecia sării de la „sarea lui Buzău" am avut ocazia să constatăm prezența unor forme de organisme necunoscute de autorii precedenți (fig. 1).

Într-un bloc de calcare, situat la marginea din avale a sîmburelui diapir, în albia majoră a văii Buzăului, am observat resturi dintr-un schelet de echinid endociclic, de tipul *Cidaris*, numeroase radiole de echinizi, un rostrum mare de belemnit și prisme de inocerami de talie mare (grosimea prismelor ajungînd la 8—10 mm) ceea ce permite să-i acordăm calcarului vîrsta cretacic superior (fig. 2).

Într-un alt bloc de calcar, de la punctul numit Surducu-Mic, situat pe terasa inferioară a văii Buzăului, între linia ferată și șoseaua Bădila—Rușavăț, am găsit cîteva exemplare de *Nerinea* (ce n-au putut fi detașate din rocă) și cîteva exemplare de gasteropode [1]) de talie mare, aparținînd formei *Purpuroidea carpathica* Zittel, a căror descriere o dăm în prezenta notă (fig. 3).

DESCRIEREA PALEONTOLOGICĂ

Purpuroidea carpathica Zittel

(Fig. 4—6)

1873 *Purpuroidea carpathica* Zittel, Die Gasteropoden der Stramberger Schichten. Palaeontographica „Supplement". Dritte Abth. Text. p. 198, Atlas, pl. XIX (43), fig. 3—4.

1897 *Purpuroidea carpathica* Zittel; Roman F., Recherches stratigraphiques et paléontologiques Bas. Languedoc, p. 288, pl. II, fig. 6, Paris et Lyon.

1931 *Purpuroidea carpathica* Zittel; Yin Tsan-Lsun, Étude de la faune du Tithonique coralligène du Gard et de l'Hérault, p. 75, pl. VIII, fig. 6—7. Travaux du Lab. de Géol. de l'Univ. de Lyon, fasc. XVII, Mém. 14, Lyon.

Dimensiuni

Lungime: 200—240 mm.
Lățimea: 130—160 mm.
Unghiul apical: 80°.
Raportul între înălțimea ultimei ture și întreaga lungime: 0,70—0,75.

Descriere

Cochilie de talie mare.

Spira ascuțită, formată din 6—7 ture sub forma de trepte drepte, nu ovale, avînd o muchie de-a lungul căreia se observă 9—10 noduli rotunjiți, dispuși la distanță de aproape 5 cm, mai pronunțați la ultimul tur, care este mult mai dezvoltat avînd lățimea aproape egală cu înălțimea. La mulajul intern nodozitățile se observă numai ca slabe proeminențe, mai pronunțate doar la ultimul tur.

[1]) Exemplarele găsite de noi și arătate colegului Gh. Mocanu au fost recoltate apoi de dsa, cu unele eforturi, pentru care îi exprimăm mulțumiri.

Pe partea externă a ultimului tur, sub muchie, se observă o ușoară inflexiune escavată, amintind inflexiunea mult mai pronunțată de la *Purpuroidea glabra*. Ultimul tur este ornamentat cu cîteva ondulații transversale (axiale), care pornesc de sub inflexiunea escavată.

Pentru a ușura orientarea cititorului dăm în cele ce urmează descrierile făcute de K. Zittel și Yin Tsan-Lsun.

Descrierea făcută de K. Zittel (19).

Purpuroidea carpathica Zittel

Lungimea 70—100 mm

Înălțimea ultimului tur, în raport cu întreaga lungime, circa 0,70. Unghiul apical 64°. Cochilie mare, alungită, ovoidă. Spira, ascuțită, constituită din 5—6 ture dispuse în trepte succesive și avînd noduli și striuri longitudinale.

Toate turele (nodozități) au sub linia de sutură o suprafață înclinată oblic, a cărei muchie externă este prevăzută cu nodozități foarte puternice și distanțate între ele; de la această muchie cu nodozități, turele inițiale cad aproape perpendicular între ele. Ultimul tur este mult bombat, rotunjit, la fel de înalt ca și de larg și ocupă mai puțin de 2/3 din lungimea întregii cochilii. Rîndul său de noduli constă, după cît se permite a se determina, din circa 10 noduli puternici. În afară de striațiile de creștere se mai observă linii longitudinale, fiind puțin adînci și nu prea dese. Columela este rotunjită, simplă și puțin îngroșată.

Pe mulajul intern nodozitățile nu lasă decît proeminențe slabe sau de loc.

Observații. Purpuroidea Tschani Ooster din calcarul recifal din tithonicul superior de la Wimmis se deosebește cu ușurință de specia precedentă prin forma ei mult mai alungită și prin unghiul spiral mult mai ascuțit.

Foarte apropiată însă este forma *Purpuroidea glabra* Morris et Lycet din marele oolit. Această formă se deosebește numai prin lipsa unor linii longitudinale pe cochilie și prin nodozități mai numeroase, dispuse mai des pe ultimele două ture.

Exemplare examinate și ocurența. Acele 4 exemplare provin din calcare de Stramberg. Trei din ele au cochilii.

Descrierea făcută de Yin Tsan-Lsun (21).

Talie mare, înălțimea totală 90 mm, deși în planșa — care după autor reprezintă fosilele în mărime naturală — are 100 mm.

Spira, cu vîrful ascuțit formată din 7—8 ture etajate, fiecare purtînd un rînd de 8—10 tuberculi alungiți în sensul lărgimii turului și tranșante cînd sînt intacte. Numărul turelor și tuberculilor este deci superior celui dat de K. Zittel pentru indivizii de la Stramberg.

Mulajul intern în întregime neted, fără nici o urmă de tuberculi.

Ocurențe. Ravin de Marles (3 exemplare), Bois de Valeire (3 exemplare), Col de Ferrières (3 exemplare).

Repartiție. Stramberg.

Raporturi și diferențe

Comparînd exemplarele de *Purpuroidea carpathica* găsite la „sarea lui Buzău" cu cele descrise de K. Zittel și Yin Tsan-Lsun se constată unele deosebiri. Exemplarele noastre au talia mult mai mare, unghiul apical mai larg iar nodozitățile dau proeminențe slabe și pe mulajul intern.

Trei exemplare se află depuse în colecția Comitetului geologic — București și un exemplar în colecția Laboratorului de paleontologie al Universității din București.

Fig. 4. — *Purpuroidea carpathica* Zittel.

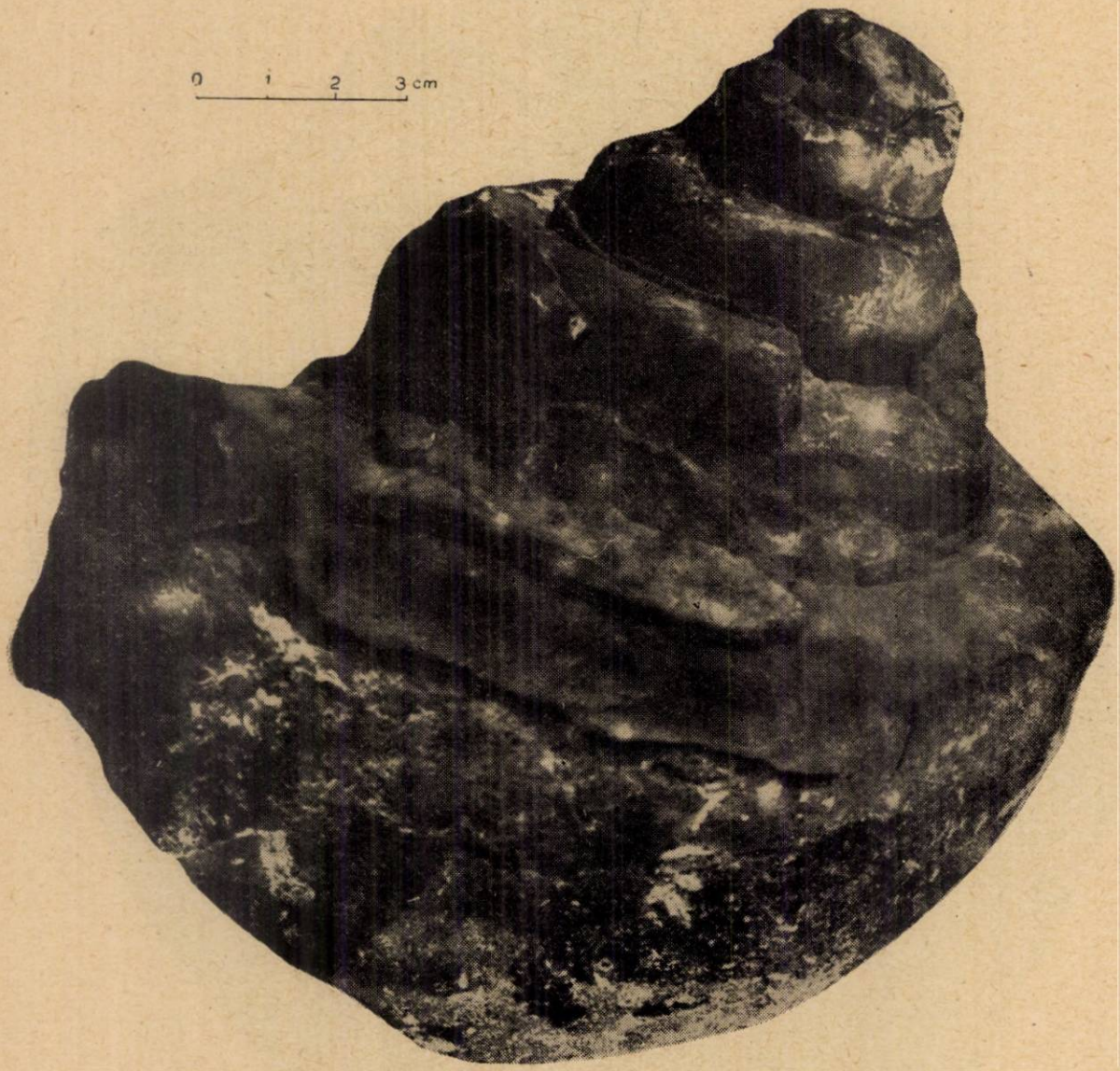


Fig. 5. — *Purpuroidea carpathica* Zittel.

Fig. 6. — *Purpuroidea carpathica* Zittel, secţionată şi văzută de sus.

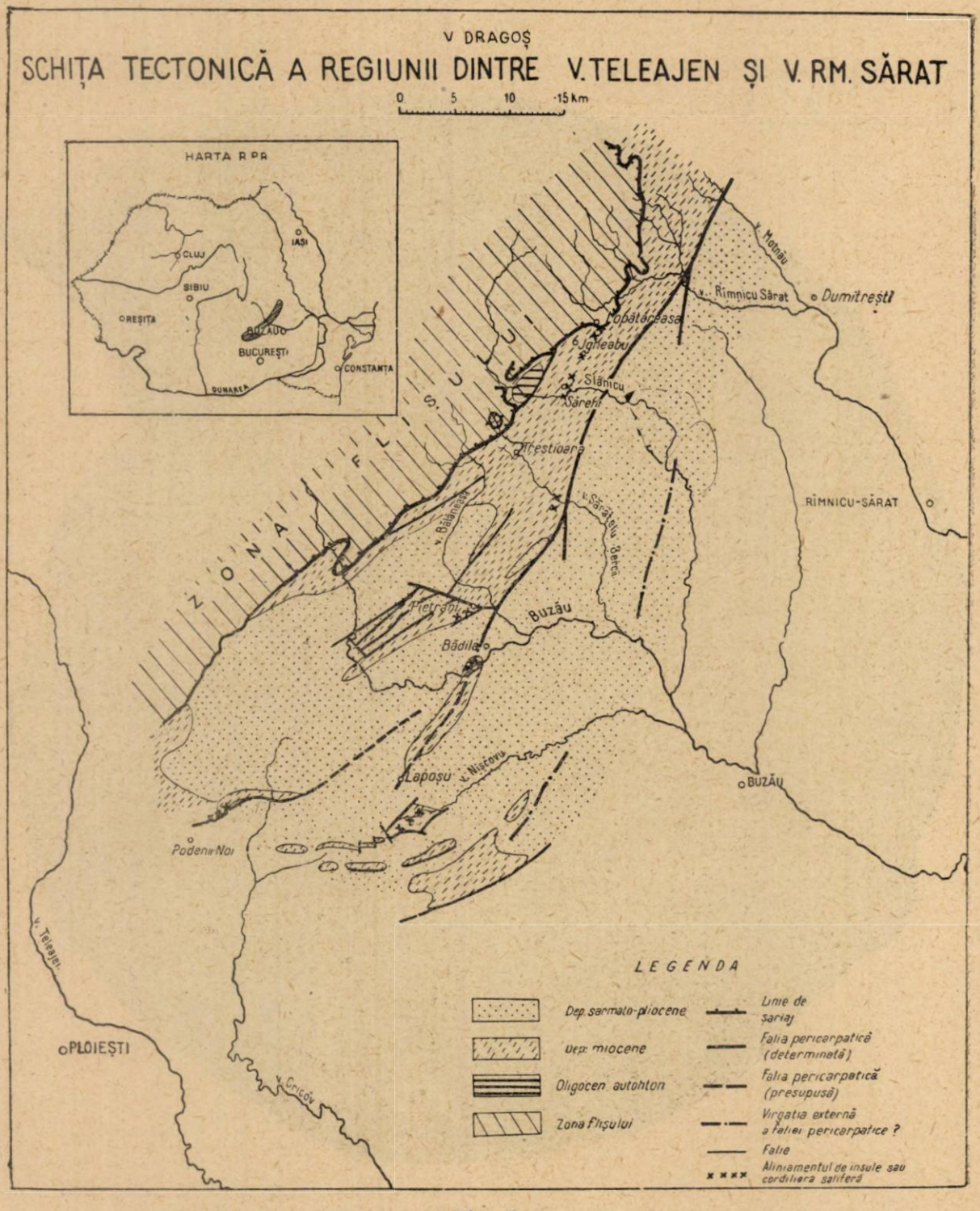

V DRAGOȘ
SCHIȚA TECTONICĂ A REGIUNII DINTRE V. TELEAJEN ȘI V. RM. SĂRAT
0 5 10 15 km
HARTA R.P.R.
CLUJ
IAȘI
SIBIU
REȘIȚA
BUZĂU
BUCUREȘTI
CONSTANȚA
DUNAREA
ZONA FLIȘULUI
v. Motnău
v. Rîmnicu Sărat
Dumitrești
Copătăreasa
Jgheabu
Slănicu
Sărehi
Trestioara
v. Sărățelu Berca
RÎMNICU-SĂRAT
v. Bălăneasa
Pietrani
Buzău
Bădila
Lapoșu
v. Nișcovu
BUZĂU
Podenii Noi
v. Teleajen
PLOIEȘTI
v. Cricov
LEGENDA
Dep. sarmato-pliocene
Dep. miocene
Oligocen autohton
Zona flișului
Linie de șariaj
Falia pericarpatică (determinată)
Falia pericarpatică (presupusă)
Virgatia externă a faliei pericarpatice ?
Falie
Aliniamentul de insule sau cordiliera saliferă

Fig. 7

CONSIDERAȚII ASUPRA LOCALIZĂRII

După cum am arătat, exemplarele descrise nu au fost găsite *in situ*, dar faptul că blocurile de calcar se găsesc pe spinarea unor masive de sare, care se aliniază pe direcția Podeni—Lapoș—Bădila—Pietraru—Săreni—Jgheabu—Lopătăreasca, ne-au permis[1]) să tragem următoarea concluzie. Blocurile de calcare din jurul masivelor de sare provin din distrugerea unor ghirlande de insule, ce mărgineau lagunele în care se depunea sarea sau a unei cordiliere situate pe fundamentul moezic, pe care o numim „cordiliera saliferă". Aliniamentul masivelor de sare, descris mai sus, ne-ar indica tocmai un șir de insule sau direcția cordilierii moezice. Depozitele cele mai noi, care luau parte la alcătuirea acestor cordiliere erau formate din calcare jurasic superioare-cretacic superioare.

M. G. Filipescu (4)[2]), (5)[3]) susține că a existat o „cordilieră pericarpatică" care s-ar fi situat la exteriorul Carpaților Orientali, pe întreg aliniamentul Podenii-Noi la S și Boryslaw la N, care „a apărut în plin geosinclinal al flișului" la sfîrșitul tectonicii mezocretatice, cordilieră „limitată de o puternică linie de dislocație" de-a lungul căreia s-au produs numeroase fenomene de mineralizații (vulcanism extracarpatic) întîlnite în zona neogenă.

I. Băncilă (1)[4]) a susținut că zona neogenă are un fundament moezic, care face legătura între Carpați și Balcani.

E. Boncev (2) folosește pentru prima dată termenul de „Platformă Moezică" în loc de Platforma Prebalcanică.

Din această cauză putem adăuga la aria de răspîndire a formei *Purpuroidea carpathica* cordiliera fundamentului moezic. Întrucît în această regiune s-au găsit formele cu talia cea mai mare se poate considera că aici existau condiții optime de dezvoltare.

О ПРИСУТСТВИИ ФОРМЫ PURPUROIDEA CARPATHICA ZITTEL В СУБКАРПАТСКОЙ ЗОНЕ РНР.

РЕЗЮМЕ

В соляной мегабрекчии, окружающей соляной диапировый массив Бэдила, известный под местным названием „Саря луй Бузэу" (соль Бузэу) встречаются многочисленные глыбы известняков штрамбергского типа и известняков с иноцерамами, белемнитами и иглокожими.

---

[1]) V. Dragoș, *Op. cit.*
[2]) p. 8.
[3]) p. 92—94.
[4]) p. 19—20 și 335.

В одной из глыб штрамберского известняка автор обнаружил впервые на румынской территории форму Purpuroidea carpatică Zittel. Описанная форма отличается от упоминаемых в литературе экземпляров более крупными размерами. Объем известняковых глыб с Purpuroidea carpathica достигает 700—800 куб. м, на основании чего автор приходит к заключению об образовании их в результате разрушения древних островов или кордильеры, а именно „мизийской кордильеры", расположенной в фундаменте неогеновой зоны румынского Предкарпатья, которая тянулась вероятно по линии Подень (Прахова) — Лапош — Бэдила — Пьетрару — Сэрень — Жгябу — Лопэтэряска. Возраст этой кордильеры определяется как верхнеюрский — верхнемеловой.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Глыбы известняка штрамбергского типа, включенные в соляной мегабрекчии массива Бэдила.

Рис. 2. — Глыба известняка штрамбергского типа с Purpuroidea carpathica Zittel и Nerinea — мегабрекчия соляного массива Бэдила.

Рис. 3. — Глыба известняка с призмами иноцерамов, белемнитов, иглокожих и кораллов. Мегабрекчия соляного массива Бэдила.

Рис. 4. — Purpuroidea carpathica Zittel.

Рис. 5. — Purpuroidea carpathica Zittel.

Рис. 6. — Purpuroidea carpathica Zittel. Сечение, вид сверху.

Рис. 7. — Схематическая тектоническая карта района между долиной р. Теляжен и д. Рымнику Сэрат.

SUR LA PRÉSENCE DE LA FORME *PURPUROIDEA CARPATHICA* ZITTEL DANS LES SUBCARPATES DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

RÉSUMÉ

Dans la brèche à blocs, qui accompagne le massif diapir de sel de Bădila, connu sous le nom de « Sel de Buzău », on trouve de nombreux blocs calcaires du type Stramberg et des calcaires à Inocérames, Bélemnites et Echinides.

Dans un bloc de calcaire du type Stramberg, l'auteur a trouvé la forme *Purpuroidea carpathica* Zittel, qui n'avait encore jamais été mentionnée sur le territoire de la R. P. Roumaine. La forme qu'il décrit est d'une taille supérieure à celle des formes citées dans la littérature. Les blocs calcaires à *Purpuroidea carpathica* ayant des dimensions qui vont jusqu'à 700—800 m³, l'auteur en conclut qu'ils proviennent de la destruction de certaines îles, ou d'une cordillère, la « cordillère mésienne », qui se trouve dans le fondement de la zone néogène des Sub-

carpates roumaines. Cette cordillère aurait suivi la ligne Podeni (Prahova) — Lapoș — Bădila — Pietraru — Săreni — Jgheabu — Lopătăreasca, son âge étant jurassique supérieur-crétacé supérieur.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Blocs calcaires du type Stramberg de la brèche à blocs du sel de Bădila.
Fig. 2. — Bloc calcaire du type Stramberg à *Purpuroidea carpathica* Zittel et *Nerinea*. Brèche à blocs du sel de Bădila.
Fig. 3. — Bloc calcaire contenant des prismes d'Inocérames, de Bélemnites, d'Echinides et de Coralliaires. Brèche à blocs du sel de Bădila.
Fig. 4. — *Purpuroidea carpathica* Zittel.
Fig. 5. — *Purpuroidea carpathica* Zittel.
Fig. 6. — *Purpuroidea carpathica* Zittel. Coupe, vue d'en haut.
Fig. 7. — Schéma tectonique de la région comprise entre la vallée du Teleajen et celle du Rîmnicul-Sărat.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Carpații Orientali*. Ed. științifică, București, 1958.
2. Бончев Е., *Основи на тектониката на България*. Ann. de la Direction pour les recherches géol et min. en Bulgarie, Sofia, 1946, seria A, vol. IV.
3. Filipescu M. G., *Etudes géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică*. Bul. Lab. mineral. gen. Univ. Buc., 1937, vol. II, p. 93—100.
4. — *Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel* C. R. Inst. Géol. Roum., 1938, vol. XXII (1933—1934), p. 4—8.
5. — *Le phénomène de minéralisation à l'extérieur des Carpates orientales*. Bul. Soc. rom. geol., 1942, vol. V.
6. Krejci-Graf K., *Die rumänischen Erdöllagerstätten*. Stuttgart, 1929, p. 9.
7. Mateescu St., *Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaților Romîni*. An. Inst. geol. rom., 1927, vol. XII.
8. Mrazec L. et Teisseyre W., *Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie*. Monit. du Pétrole Roum., 1902, an. III.
9. Olteanu Fl., *Observațiuni asupra „breciei sării" cu masive de sare din regiunea miopliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău)*. Dări de seamă Inst. geol. rom. 1951, vol. XXXII (1943—1944).
10. Paucă M., *Depozitele miocene presarmațiene din regiunea de curbură a Carpaților*. An. Com. geol., 1952, vol. XXIV, p. 275.
11. Popescu Gr., *Observațiuni asupra „breciei sării" și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova*. Dări de seamă Inst. geol. rom., 1951, vol. XXXII (1943—1944).
12. Preda D. M., *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova*. An. Inst. geol. rom., 1924, vol. X.
13. Protescu O., *Structura geologică a regiunii Subcarpaților din partea de sud a jud. Buzău*. Dări de seamă Inst. geol. rom., 1925, vol. VIII (1919—1920), p. 134—155.
14. Roman F., *Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le Bassin du Languedoc*. Paris et Lyon, 1897, p. 288, pl. II, fig. 6.
15. Ștefănescu Sabba, *Calcaire de Podeni, vallée de Lopatna, district de Prahova (Roumanie)*. Bull. Soc. Géol. Fr., 1897, seria a 3-a, vol. XXV, p. 308—309.
16. Voitești I. P., *Asupra prezenței unor fosile cretacice de tipul dobrogean, în pietrișurile cuaternare din carierele Tonola, de lîngă București*. Dări de seamă Inst-geol. rom., 1916, vol. V (1913—1914), p. 53—54.

17. Voiteşti I. P., *Noţiuni de geologia zăcămintelor de sare.* Rev. Muz. Geol. Min. Cluj, 1934, vol. V, nr. 1 (1933—1934).
18. Voiteşti I. P., Grozescu H. şi Preda D. M., *Formaţiunea cu masive de sare.* Dări de seamă Inst. geol. rom., 1916, vol. VII (1915—1916), p. 69—84.
19. Zittel K., *Die Gasteropoden der Stramberger Schichten.* Palaeontographica „Supplement", Atlas, 1873, pl. XIX (43), fig. 3—4.
20. Zuber R., *Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der Karpath-Flyschzone.* Jahrb. d.k.k. geol. R. A., 1903.
21. Yin Tsan-Lsun, *Etude de la faune du Tithonique coralligène du Gard et de l'Hérault.* Travaux du Lab. Géol. Univ. Lyon, 1931, fasc. XVII, mem. 14.

REPREZENTANȚI AI FAMILIEI *TURRILITIDAE* MEEK, 1876 ÎN CRETACICUL DOBROGEI DE SUD

DE

MIRCEA CHIRIAC

Comunicare prezentată de M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 18 martie 1960

Primele indicații asupra prezenței, în cretacicul Dobrogei de sud, a unor reprezentanți ai familiei *Turrilitidae* Meek, 1876 aparțin prof. Gh. Macovei. Acest autor citează din conglomeratul cenomanian următoarele specii :

Turrilites costatus Lam.
„ *bergeri* Brongn.
„ *morrisii* Sharpe
„ (*Ostlingoceras*) *puzosianus* d'Orb.,

dintre care *Turrilites morrisii* Sharpe și *T.* (*Ostlingoceras*) *puzosianus* d'Orb. sînt considerate ca remaniate din albian în baza formațiunii cenomaniene (17), (18).

Într-o lucrare relativ recentă, R. Ciocîrdel și D. Patrulius menționează din depozitele cenomaniene de la Valea-Neagră (Cogealia) un exemplar de *Turrilites* sp. din grupul *T. tuberculatus* (12).

În urma cercetărilor geologice pe care le-am efectuat în această regiune am avut posibilitatea să colectăm un număr mare de exemplare (peste 300) aparținînd mai multor specii din familia *Turrilitidae* Meek, 1876, pe care le-am întîlnit în depozitele albiene, cenomaniene, turoniene și senoniene ale acestei regiuni.

Astfel, din partea superioară a nisipurilor albiene care aflorează în malul drept al Dunării în avale circa 1 km de comuna Seimenii-Mari, am colectat un exemplar de *Mariella* (*M.*) *gresslyi* (Pict. et Camp.). Aici, *M.* (*M.*) *gresslyi* (Pict. et Camp.) a fost întîlnit asociat cu *Pleurohoplites* (*Arrhaphoceras*) *studeri* var. *pinguis* Spath și cu o bogată faună (ammoniți,

belemniți, gasteropode, lamellibranhiate, echinoizi) remaniată intraformațional din albianul mediu și superior.

Un exemplar izolat de *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* d'Orb. am găsit în partea cu totul superioară a albianului (la circa 1 m sub conglomeratul cenomanian) care aflorează în versantul drept al văii Peștera (Dealul Amzaliei).

Într-un foraj executat de I.S.E.M. în Dealul Ghioclemeș de lîngă satul Lespezi, am întîlnit — într-o carotă provenind de la adîncimea de 286—288, 41 m, în marne nisipoase cenușii — un exemplar de *Mariella* (*M.*) aff. *bergeri* (Brongn.) asociat cu *Discohoplites subfalcatus* (Semenow).

Cea mai mare parte, însă, din exemplarele colectate provin din conglomeratul bazal cenomanian unde, alături de *Mantelliceras mantelli* (Sow.) și de alte specii de ammoniți caracteristici acestei formațiuni, au fost întîlnite următoarele forme:

Mariella (*M.*) *bergeri* (Brongn.)
„ „ *bergeri* var. *crassituberculata* Spath
„ „ *miliaris* (Pict. et Camp.)
Ostlingoceras (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.)
Hypoturrilites carcitanensis (Math.)

Menționăm că unele exemplare de aici de *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.), *M* (*M.*) *miliaris* (Pict. et Camp.) și *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.) au umplutura mulajului intern (studiată în secțiuni subțiri și șlifuri) constituită din gresie albiană, ceea ce arată că au fost remaniate din albian în baza cenomanianului.

Porțiunile din conglomeratul cenomanian de unde au fost colectate speciile menționate mai sus sînt situate în: versantul drept al văii Ghiolpunar din dreptul satului Șipote, în același versant în dreptul șoselei Șipote—Deleni; pe valea Peștera în Dealul Viilor, Dealul Amzaliei (fig. 1), Dealul Sarapciculac (fig. 2), lîngă satul Ivrinezu-Mic; malul sudic al lacului Cochirleni; versanții sudic, estic și vestic ai dealului de la N de satul Remus Opreanu; versantul sudic al văii Carasu din apropierea localității Mircea Vodă și din dreptul Dealului Simedrea; versantul stîng al văii Celibichioi de lîngă comuna Mircea Vodă.

Orizontul grezos cenomanian situat supraiacent conglomeratului ne-a furnizat următoarele specii:

Mariella (*M.*) *essenensis* (Geinitz)
„ „ *cenomanensis* (Schlüter)
Hypoturrilites tuberculatus (Bosc)
„ *gravesianus* (d'Orb.)
„ *mantelli* (Sharpe)

Aceste specii au fost întîlnite în gresiile cenomaniene care aflorează în versantul drept al văii Peștera (Dealul Amzaliei) și în versantul drept al văii Ghiolpunar din dreptul satului Șipote.

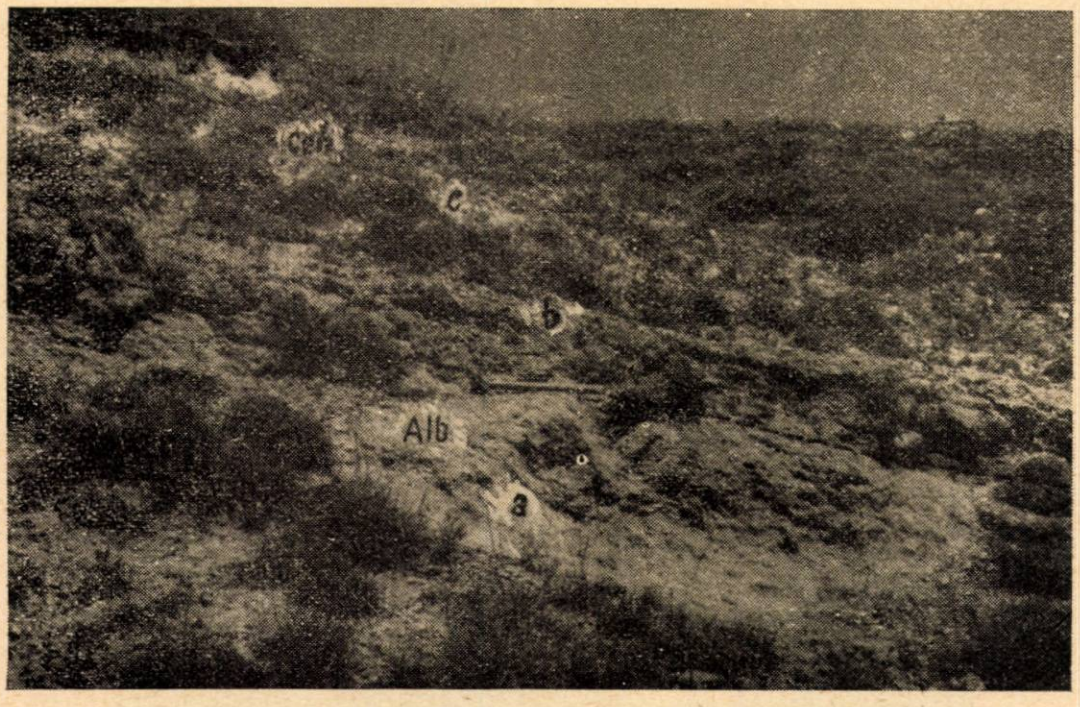


Fig. 1. — Punctul fosilifer cu *Turrilitidae* din Dealul Amzaliei (versantul drept al văii Peştera).

Alb. Albian; *a*, nisipuri şi gresii glauconitice. *Cen.* Cenomanian; *b*, conglomeratul bazal cu *Turrilitidae*; *c*, gresii cretoase.

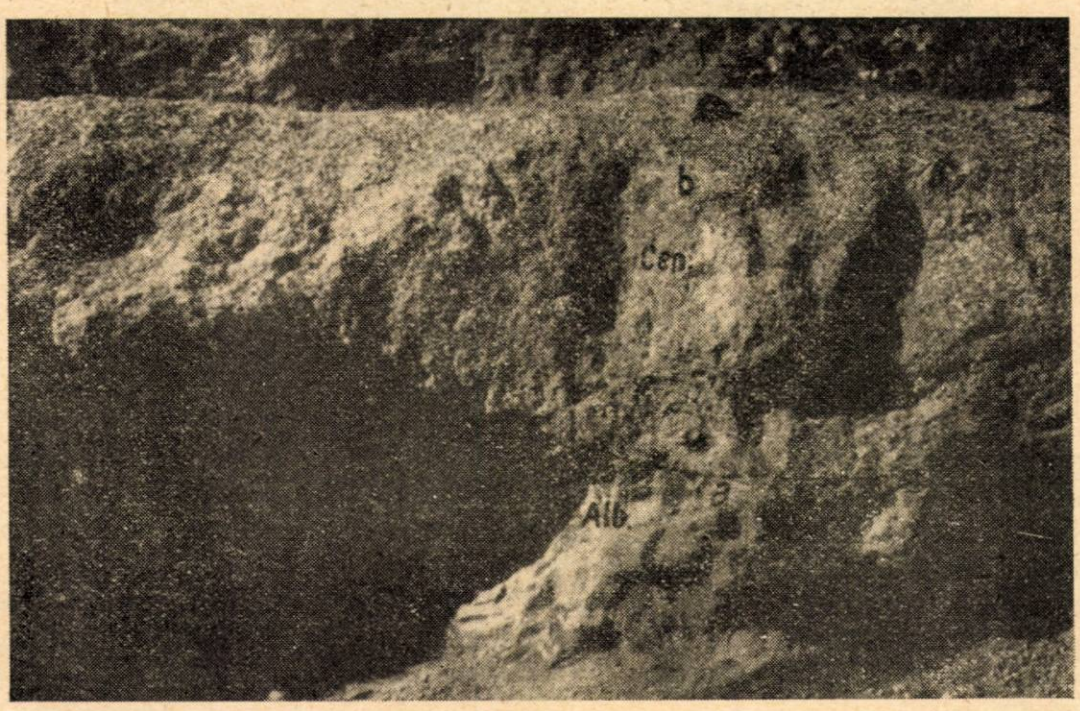


Fig. 2. — Punctul fosilifer cu *Turrilitidae* din Dealul Sarapciculac (versantul stîng al văii Peştera).

Alb., Albian; *a*, nisipuri glauconitice. *Cen.* Cenomanian; *b*, conglomeratul bazal cu *Turrilitidae*.

Din nisipurile slab cimentate și din conglomeratul turonian (fig. 3) de la NE de satul Cuza Vodă am colectat următoarele forme :

Mariella (*M.*) *bergeri* (Brongn.)
„ „ *bergeri* var. *crassituberculata* Spath
„ „ *miliaris* (Pict. et Camp.)
Ostlingoceras (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.)
Pseudhelicoceras quadrituberculatum Spath

Aceleași specii, cu excepția lui *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath au fost întîlnite și în conglomeratul din baza senonianului care

Fig. 3. — Punctul fosilifer cu *Turrilitidae* de pe flancul de SV al sinclinalului de la Cuza Vodă.

T. Turonian ; *a*, nisipuri cu pietriș, slab cimentate ; *b*, conglomerat. *Sant.*, Santonian ; *c*, gresii calcaroase, glauconitice și fosfatice.

Turrilitidae au fost întîlnite numai în turonian.

aflorează pe o vîlcea, la circa 500 m NE de satul Cuza Vodă. Toate exemplarele provenind din turonianul și senonianul de la Cuza Vodă au umplutura mulajului intern constituită din gresie glauconitică și nisip glauconitic albian, încît și aici se observă clar că speciile respective au fost remaniate din albian în depozite aparținînd turonianului și senonianului.

Răspîndirea punctelor fosilifere cu *Turrilitidae* din Dobrogea de sud, precum și vîrsta formațiunilor în care s-au întîlnit, sînt reprezentate în figura 4.

Speciile și varietățile descrise mai jos se păstrează în colecția Comitetului geologic al R.P.R. și în colecția Laboratorului de paleontologie al Universității „C. I. Parhon" din București.

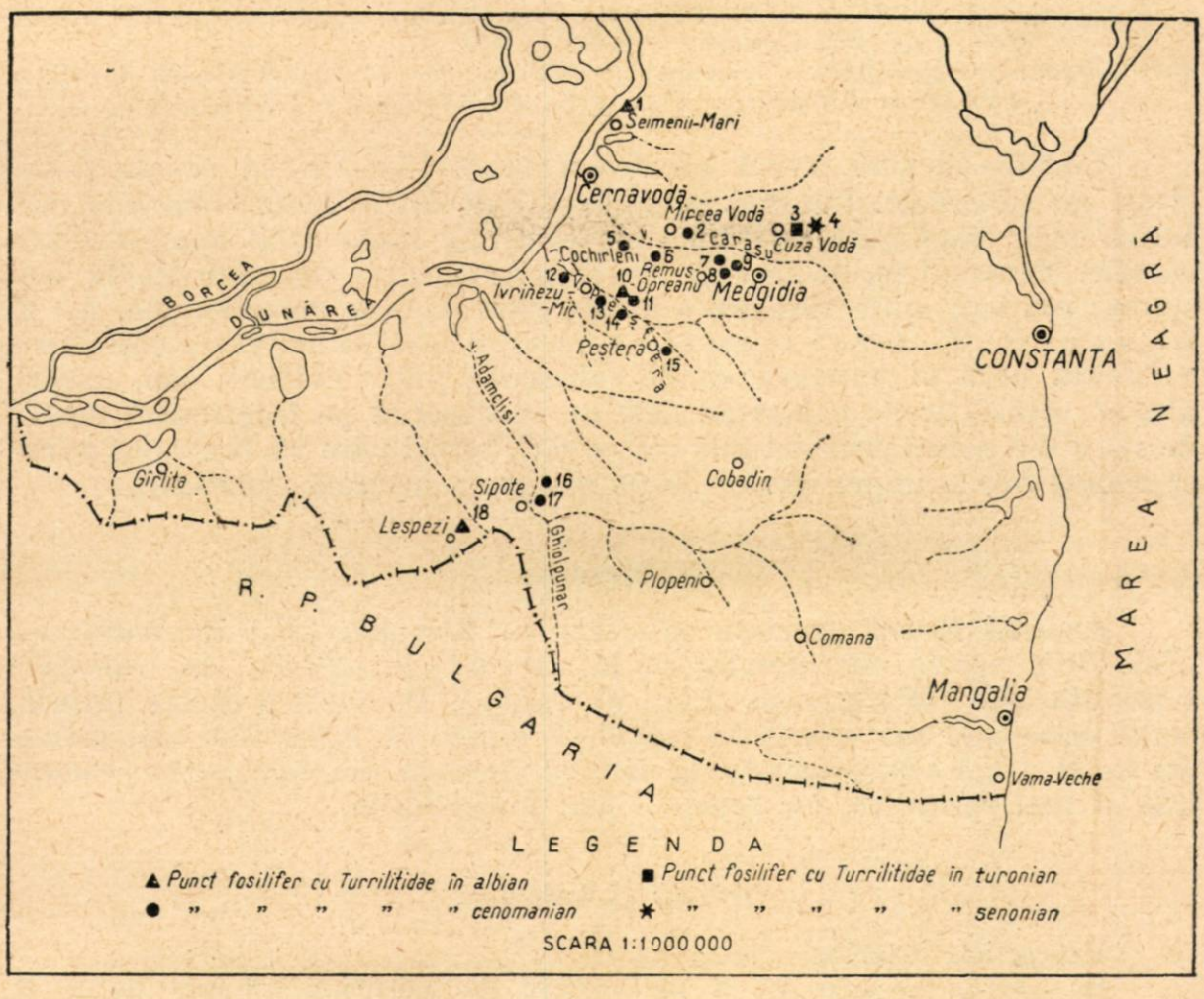


Fig. 4. — Răspîndirea punctelor fosilifere cu *Turrilitidae* în Dobrogea de sud.

1, Seimenii-Mari; *2*, valea Celibichioi; *3*, Cuza Vodă, flancul de SV al sinclinalului; *4*, Cuza Vodă, flancul de NE al sinclinalului; *5*, Dealul Simedrea; *6*, SV de localitatea Mircea Vodă; *7*, dealul de lîngă satul Remus Opreanu, versant vestic; *8*, dealul de lîngă satul Remus Opreanu, versant sudic; *9*, dealul de lîngă satul Remus Opreanu, versant estic; *10* și *11*, Dealul Amzaliei; *12*, malul sudic al lacului. Cochirleni; *13*, Ivrinezu-Mic; *14*, Dealul Sarapciculac; *15*, Dealul Viilor; *16*, versantul drept al văii Adamclisi — Ghiolpunar lîngă șoseaua Șipote — Deleni; *17*, versantul drept al văii Adamclisi — Ghiolpunar în dreptul satului Șipote; *18*, Dealul Ghioclemeș (foraj I.S.E.M.).

Familia **TURRILITIDAE** Meek, 1876

Genul *Mariella* Nowak, 1916
(non *Mariaella* Gray, 1855)
Paraturrilites Breistroffer, 1947

Subgenul *Mariella* Wright, 1957

Mariella (Mariella) gresslyi (Pictet et Campiche)

(Pl. I, fig. 9)

1861 *Turrilites gresslyi* Pictet et Campiche, Terr. Cret. St. Croix, v. II, p. 132, pl. LVII, fig. 11—13.

1937 *Mariella gresslyi* (Pict. et Camp.); Spath, The Gault Ammon., Pal. Soc., v. XC, partea XII, p. 516, pl. LVIII, fig. 3,4 și text fig. 180.

1940 *Mariella gresslyi* Pict. et Camp.; Breistroffer, Rév. des Ammon. du Vraconien de Salazac, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXII, p. 149.
1947 *Paraturrilites gresslyi* (Pict. et Camp.); Breistroffer, Sur les zones d'Ammon. dans l'Alb. d.France et d'Angleterre, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXVI, p. 60.

Cochilie dextră avînd ca ornamentație 18—20 de coaste și trei șiruri de tubercule. Coastele apar destul de lățite între tubercule, sub forma unor vagi bucle; lățimea lor este mai mare decît spațiile intercostale. Tuberculele, dispuse în trei șiruri evidente, sînt alungite în sens spiral; cea mai mare alungire o atinge șirul median de tubercule. L. F. Spath și M. Breistroffer menționează pe marginea ombilicală existența unui al patrulea șir de tubercule, puțin evident, sau, uneori, absent. Acest șir de tubercule deși nu se observă pe fragmentul nostru de spiră din cauza proastei sale conservări, totuși pare să fi existat avînd în vedere forma impresiunilor de pe marginea suturală superioară.

Observații

Această formă prezintă afinități cu *Mariella* (*M.*) *cantabrigensis* (Juk.-Br.), specie considerată de M. Breistroffer ca varietate a lui *Mariella* (*M.*) *gresslyi* (Pict. et Camp.). Deosebirea dintre formele menționate mai sus constă în faptul că turele de spiră sînt mai rotunjite la *M.* (*M.*) *cantabrigensis*, la care tuberculele sînt mai puțin pronunțate și mai rotunjite, iar coastele mai puțin lățite.

Orizont și localități

Vraconian inferior.
În partea superioară a nisipurilor glauconitice albiene de la N de comuna Seimenii-Mari.

Mariella (Mariella) bergeri (Brongniart)

(Pl. I, fig. 10 și 11)

1822 *Turrilites bergeri* Brongn., Descrip. géol. d. environs de Paris, p. 395, pl. VII, fig. 3 a, b (în d'Orb, Pal. Fr. Terr. Crét., v. I, p. 590).
1842 *Turrilites bergeri* Brongn.; d'Orbigny, Pal. Fr. Terr. Crét., v. I, p. 590, pl. 143, fig. 5.
1861 *Turrilites bergeri* Brongn.; Pictet et Campiche, Descrip. foss. Terr. Crét. St. Croix, v. II, p. 134, pl. LVIII, fig. 1 a, b; 2 a, b.
1907 *Turrilites bergeri* Brongn.; Boule, Lemoine et Thévenin, Céphal. Crét. Diégo-Suarez, Ann. Pal., v. II, p. 38.
1937 *Mariella bergeri* (Brongn.); Spath, The Gault Ammon., Pal. Soc., v. XC, partea XII, p. 510, pl. LVII, fig. 28, text fig. 178 (sinonimie completă).
1947 *Paraturrilites bergeri* (Brongn.); Breistroffer, Sur les zones d'Ammon. dans l'Alb. d. France et d'Angleterre, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXXVI, p. 62.
1957 *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.); Wright in Moore, Treatise on Invert. Paleont, L, p. 222.

Cochilie turiconică, înaltă, senestră mai rar dextră, cu turele bombate, rotunjite, separate de suturi adînci. Secțiunea spirei ușor poli-

gonală, rotunjită. Unghiul apical de 33—37°. Ornamentația formată din coaste și tubercule. Coastele pronunțate, oblice, evidente pe toată lățimea turelor sînt în număr de 26—31 pe exemplarele noastre. Fiecare coastă prezintă patru tubercule, care în totalitatea lor constituie patru șiruri dispuse longitudinal, inegal distanțate între ele. Cele două șiruri de tubercule inferioare sînt mai apropiate între ele decît față de celelalte ; al treilea șir se situează aproximativ pe mijlocul turelor spirei.

Linia lobară, devenită asimetrică prin înrularea helicoidală, se caracterizează prin marea dezvoltare a selei externe și a primului lob lateral, pe cînd celelalte elemente din zona acoperită a turului sînt mici și foarte apropiate (fig. 5).

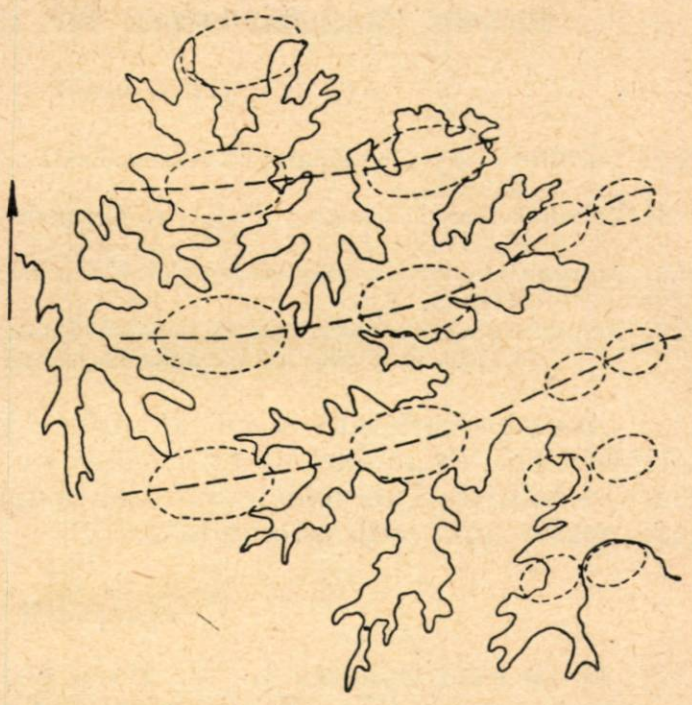


Fig. 5. — Linia lobară la *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brongniart) × 3,7.

Observații

Această specie, după cum s-a arătat anterior (A. d'Orbigny, I. J. Pictet și G. Campiche, L. F. Spath), prezintă unele variații în privința numărului de coaste, a mărimii tuberculelor etc. La exemplarele din Dobrogea se constată că unele prezintă coastele puternice și tuberculele mici, pe cînd altele au tuberculele mari și coastele mai puțin evidente.

Mariela (*M.*) *bergeri* (Brongn.) prezintă afinități cu forma cenomaniană *Mariella* (*M.*) *dorsetensis* (Spath) de care se deosebește prin faptul că suprafața sa superioară este costată și nu netedă ca la aceasta din urmă.

Orizont și localități

Vraconian superior.

Mai multe exemplare remaniate au fost întîlnite în conglomeratul turonian de pe flancul de SV al sinclinalului de la Cuza Vodă, iar altele în conglomeratul senonian de pe flancul de NE al aceluiași sinclinal. Toate aceste exemplare au mulajul intern constituit din gresie glauconitică identică albianului. Numeroase exemplare au fost colectate din versanții văii Peșterea (Dealul Viilor, Dealul Amzaliei, Dealul Sarapciculac, lîngă Ivrinezu-Mic etc.), din conglomeratul bazal cenomanian. De asemenea, rare exemplare aparținînd acestei specii provin din con-

glomeratul cenomanian de la Mircea Vodă, Remus Opreanu, Șipote etc. În carota unui foraj efectuat de I.S.E.M. în Dealul Ghioclemeș, dintre Valea Rea și satul Lespezi, a fost întîlnit la adîncimea de 286—288, 41 m, sub conglomeratul cenomanian, un exemplar de *Mariella* (*M.*) aff. *bergeri* (Brongn.).

Mariella (Mariella) bergeri var. **crassituberculata** Spath

(Pl. I, fig. 12 și 13)

1842 *Turrilites bergeri* Brongniart; d'Orbigny, Pal. Fr. Terr. Crét., v. I, p. 590, pl. 143, numai fig. 3.
1861 *Turrilites bergeri* Brongn.; Pictet et Campiche, Terr. Crét. St. Croix, v. II, p. 136, pl. LVIII, fig. 4.
1937 *Mariella bergeri* var. *crassituberculata* Spath, The Gault Ammon., Pal. Soc., v.XC, partea XII, p. 513.
1947 *Paraturrilites bergeri* var. *crassituberculata* Spath; Breistroffer, Sur les zones d'Ammon. d.l'Alb. d. France et d'Angleterre, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXVI, p. 62.

Această varietate a lui *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.) se caracterizează prin exemplare de talie mare, cu tubercule proeminente și apropiate ca mărime. Tuberculele sînt ușor alungite în sens transversal și legate prin coaste mai slab pronunțate.

Observații

După cum remarcă L. F. Spath, această formă prezintă afinități cu specia *Mariella* (*M.*) *lewesiensis* (Spath), întîlnită în cenomanianul din sudul Angliei, căreia pare a-i fi strămoș direct, dar de care se deosebește prin alungirea transversală a tuberculelor care sînt legate între ele prin coaste mai mult sau mai puțin pronunțate.

Orizont și localități

Vraconian superior.

Exemplare remaniate în conglomeratul din baza cenomanianului de pe valea Peștera dintre localitățile Peștera și Ivrinezu-Mic și în conglomeratul turonian de la Cuza Vodă.

Mariella (Mariella) miliaris (Pictet et Campiche)

(Pl. I, fig. 14 — 16; pl. II, fig. 17 — 20)

1861 *Turrilites bergeri* Brongn. var. *miliaris* Pict. et Camp., Terr. Crét. St. Croix, v. II, p. 136, pl. LVIII, fig. 5.
1937 *Mariella miliaris* (Pict. et Camp.); Spath, The Gault Ammon., v. XC, partea XII, p. 514, pl. LVII, fig. 25, 26 și text. fig. 179.
1947 *Paraturrilites miliaris* (Pict. et Camp.); Breistroffer, Sur les zones d'Ammon, dans l'Alb. d.France et d'Angleterre, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXVI, p. 62.

Cochilie înrulată senestru cu ture relativ numeroase, puternic rotunjite și ornamentată cu 38—43 de coaste pe fiecare tur. După P i c t e t, care a distins pentru prima dată varietatea *miliaris* a lui *Turrilites bergeri*, numărul de coaste este de 50. Cele patru șiruri de tubercule care se găsesc situate pe coaste sînt mai mici, ascuțite și mai alungite decît la *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.). Linia lobară întru totul asemănătoare cu cea de la specia menționată mai sus.

Observații

La exemplarele colectate din Dobrogea se poate constata aproape o trecere continuă de la *Mariella* (*M.*) *bergeri* la *Mariella* (*M.*) *miliaris*. Astfel, unele exemplare au un număr de 35—38 de coaste cu turele mai rotunjite decît la *M.* (*M.*) *bergeri* și tuberculele ușor alungite în lungul coastelor, acestea făcînd trecerea spre *M.* (*M.*) *miliaris*. Alte exemplare cu 30—32 de coaste, cu turele mai puțin rotunjite, tuberculele și coastele mai mari sînt mai apropiate de *M.* (*M.*) *bergeri* decît de *M.* (*M.*) *miliaris*.

Orizont și localități

Vraconian superior.

Exemplare remaniate în conglomeratul cenomanian din Dealul Amzaliei (versantul drept al văii Peștera), în versantul nord-estic al Dealului Sarapciculac (versantul stîng al văii Peștera), localitățile Peștera, Ivrinezu-Mic, în versantul drept al văii Adamclisi — Ghiolpunar dintre localitățile Șipote și Adamclisi. Menționăm că pe valea Peștera, *Mariella* (*M.*) *miliaris* (Pict. et Camp.) a fost întîlnit în conglomeratul din baza cenomanianului în asociație cu *Mantelliceras mantelli* (Sow.).

Mariella (Mariella) essenensis (Geinitz)

(Pl. II, fig. 21 și 22)

1857 *Turrilites bergeri* Brongn.; Sharpe, Moll. of the Chalk Cephal., p. 65, pl. XXVI, numai fig. 9 (non Brongniart).
1876 *Turrilites essenensis* Geinitz; Schlüter, Cephal. ob. deutsch. Kreide, Paleont., v. XXIV, p. 130, pl. XXXVII, fig. 3—5.
1926 *Turrilites essenensis* Geinitz; Spath, On the zones of the Cen. a. upper Alb., Proc. Geol. Assoc., v. 37, p. 429.
1951 *Paraturrilites essenensis* Geinitz; Wright a. Wright, Foss. Cephal of the Chalk of Great Britain, Pal. Soc., v. CIV, p. 16.

Fragment de spiră cu ture puternic rotunjite și ornamentate cu trei șiruri de tubercule aproximativ de aceeași mărime. Tuberculele din cele trei șiruri au baza ușor ovală, șirurile fiind egal depărtate între ele. Tuberculele din șirul bazal prezintă în continuarea lor coaste care converg spre ombilic, iar tuberculele din șirul superior sînt puțin mai mari decît celelalte. Numărul de tubercule este de 18—20 pe fiecare șir, așezate în grupe oblice de cîte trei.

Observații

Această specie se aseamănă întrucîtva cu *H. tuberculatus* de care se deosebește prin trei șiruri de tubercule în loc de patru, prin numărul egal de tubercule pe fiecare șir și prin mărimea lor egală.

Orizont și localități

Cenomanian.

În partea mijlocie a gresiilor calcaroase care aflorează în versantul drept al văii Adamclisi—Ghiolpunar în dreptul satului Șipote.

Mariella (Mariella) cenomanensis (Schlüter)

(Pl. II, fig. 23 — 26; pl. III, fig. 27 și 28)

1857 *Turrilites tuberculatus* Sharpe, Moll. of the Chalk Cephal., p. 61, pl. XXV, numai fig. 3 (non Bosc).

1876 *Turrilites cenomanensis* Schlüter, Cephal. ob. deutsch. Kreide, p. 131, pl. XXXVII, fig. 6—8.

1926 *Turrilites cenomanensis* Schlüter; Spath, On the zones of the Cen. a. upper Alb., Proc. Geol. Assoc., v. 37, p. 429.

1929 *Turrilites* cf. *cenomanensis* Schlüter; Collignon, Céphal. Cén. pyrit. Diégo-Suarez, p. 62, pl. VI, fig. 10.

1951 *Paraturrilites cenomanensis* (Schlüter); Wright a. Wright, Foss. Cephal. of the Chalk of Great Britain, Pal. Soc., v. CIV, p. 16.

1953 *Paraturrilites cenomanensis* (Schlüter); Breistroffer, L'évol. des Turril. alb. et cén., C.R. hebd. Acad. Sci. France, t., 237, p. 1350.

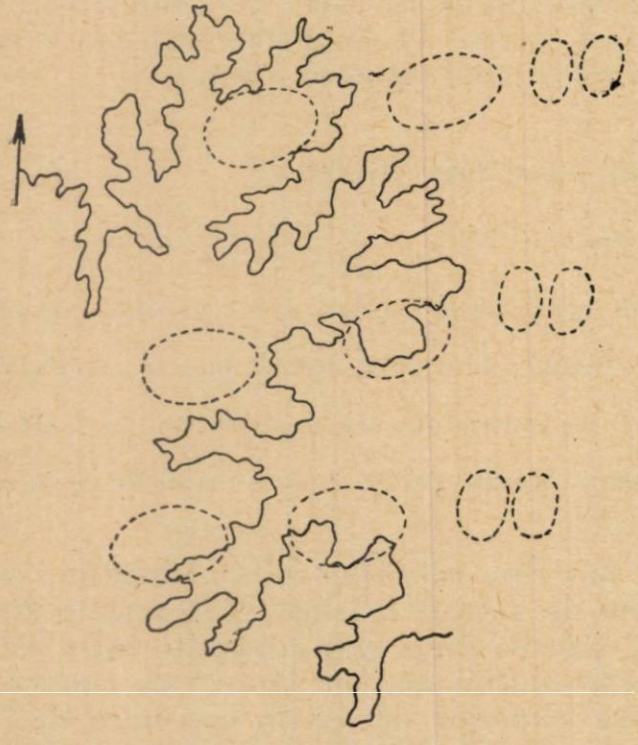


Fig. 6. — Linia lobară la *Mariella* (*Mariella*) *cenomanensis* (Schlüter) × 3,7.

Cochilie turiculată, înrulată senestru, cu ture pătratice, ornamentate cu cîte patru șiruri paralele de tubercule. Cele două șiruri inferioare au tuberculele mici, apropiate și alungite paralel cu linia de sutură inferioară. Acestea sînt în număr de 18—22. Șirurile superioare sînt constituite din tubercule cu baza circulară. La unele exemplare se mai poate observa și o aranjare oblică a tuberculelor față de liniile de sutură. Linia lobară se caracterizează printr-un lob sifonal dezvoltat bifid, prin sela externă divizată în doi lobuli inegali. Dezvoltarea selei externe are loc în dreptul șirului superior și celui mediu de tubercule (fig. 6).

Observații

Această specie prezintă unele asemănări cu *H. mantelli* în ceea ce privește numărul șirurilor de tubercule și corespondența pe verticală a acestora. *Mariella* (*M.*) *cenomanensis* (Schlüter) se deosebește însă de *H. mantelli* Sharpe prin forma pătratică a turelor și prin diferența netă a șirurilor superioare de tubercule, față de cele inferioare.

Orizont și localități

Cenomanian.

În orizontul mijlociu al gresiilor calcaroase glauconitice care aflorează în versantul drept al văii Ghiolpunar, în dreptul satului Șipote.

Genul **Hypoturrilites** Dubourdieu, 1953 [Shimizu, 1935 (nom. nud.)]

Hypoturrilites carcitanensis (Matheron)

(Pl. III, fig. 29)

1842 *Turrilites carcitanensis* Matheron, Catal. méth. et descrip. d. corps anorg. foss. des Bouches-du-Rhône et lieux circon., p. 267, pl. XLI, fig. 4 (după Collignon, Ann. Pal., XVIII, 1929).
1853 *Turrilites morrisii* Sharpe, Foss. Moll. of the Chalk Cephal., p. 65, pl. XXVI, fig. 4—8.
1876 *Turrilites morrisii* Sharpe; Schlüter, Cephal. ob. deutsch. Kreide, Palaeont., v. XXIV, p. 134, pl. XXXVIII, fig. 10.
1910 *Turrilites morrisii* Sharpe; Pervinquière, Amm. Crét. Algér., Mém. Soc. géol. Fr., v. 42, p. 56, pl. V, fig. 18—20 și text fig. 25.
1929 *Turrilites morrisii* Sharpe; Collignon, Céphal. du Cén. pyrit. de Diégo-Suarez, Ann. Pal., v. XVIII, p. 59, pl. VI, fig. 4, 5.
1929 *Turrilites morrisii* var. *carcitanensis* Matheron; Collignon, Céphal. du Cén. pyrit. de Diégo-Suarez, Ann. Pal., v. XVIII, p. 60.
1951 *Turrilites carcitanensis* Matheron; Wright a. Wright, Foss. Cephal. of the Chalk of Great Britain, Pal. Soc., v. CIV, p.17.
1953 *Hypoturrilites carcitanensis* (Matheron); Breistroffer, L'évol.des Turril. alb. et cén., C.R. hebd. Acad. Sci. France, t. 237, p. 1351.

Cochilie cu ture numeroase, puțin înalte, ușor concave, ornamentată cu patru șiruri de tubercule paralele. La partea inferioară a turelor sînt situate trei șiruri de tubercule, fiecare avînd un număr de 20 tubercule mici. Cele două șiruri inferioare sînt aproape contopite încît cu greu se poate observa diferențierea lor. Tuberculele din cel de-al patrulea șir sînt situate pe linia mediană a turelor spirei și de cele mai multe ori deasupra acesteia, adică în jumătatea superioară, în apropierea liniei de sutură. Acestea sînt în număr de 12, mari, ascuțite și cu baza rotundă. Este de remarcat că tuberculele din șirurile inferioare dau naștere la coaste puternice către regiunea ombilicală. Linia lobară nu este vizibilă pe exemplarele noastre.

Observații

După D. Sharpe, *Turrilites morrisii* are 3—4 șiruri de tubercule, dintre care șirul superior cu un număr de 8—12, pe cînd după Matheron, *Turrilitesca rcitanensis* are numai două șiruri de tubercule. Reunirea celor două forme, făcută mai întîi de M. Collignon și apoi de C. W. Wright și E. R. Wright, într-o singură specie poate fi susținută prin faptul că pe exemplarele noastre se observă că șirurile inferioare tind spre o contopire într-un singur șir, ceea ce se încadrează în diagnoza inițială dată de Matheron.

Orizont și localități

În conglomeratul din baza cenomanianului de pe valea Peștera (Dealul Amzaliei) asociat cu *Mantelliceras mantelli* (Sow.).

Hypoturrilites gravesianus (d'Orbigny)

(Pl. III, fig. 30—32)

1840 *Turrilites gravesianus* d'Orbigny, Pal. Fr. Terr. Crét. v.I., p. 596, pl. 144, fig. 3—5.
1853 *Turrilites gravesianus d'Orb.*; Sharpe, Moll. of the Chalk Cephal., p. 62, pl. XXV, fig. 7 a, b; pl. XXVI, fig. 14.
1864 *Turrilites gravesianus* d'Orb.; Pictet et Campiche, Descrip. foss. Terr. Crét. St. Croix, v. II, p. 155.
1881 *Turrilites gravesianus* d'Orb.; Seguenza, Studi geol. e pal. Cret. medio Italia mer., Mem. Acad. Lincei, p. 115.
1910 *Turrilites gravesianus* d'Orb.; Pervinquière, Amm. Crét. Algér., Mém. Soc. géol. Fr., nr. 42, p. 56.
1951 *Turrilites gravesianus* d'Orb.; Wright a. Wright, Foss. Cephal. of Chalk of Great Britain, Pal. Soc., v. CIV, p. 17.
1957 *Hypoturrilites gravesianus* (Orb.); Wright în Moore, Treatise on Invert. Paleont., L, p. 222.

Fragment de spiră înrulat senestru. Turele sînt puternic convexe, în bază fiind pronunțat angulare. Ornamentația constă din patru șiruri de tubercule, dispuse longitudinal. Primele două șiruri cuprind tubercule mici, sensibil egale și apropiate. Al treilea șir are tuberculele puțin mai mari și mai distanțate de primele două. Ultimul șir, situat în partea mediană a turului de spiră, este constituit dintr-un număr de 12 tubercule mari și rotunde.

Observații

Prin dispoziția șirurilor de tubercule *H. gravesianus* se apropie de *H. tuberculatus* de care însă se deosebește prin numărul mai mic de tubercule de pe ultimul șir și prin faptul că acestea sînt mai distanțate și mai mari.

Orizont și localități

Cenomanian.

În orizontul bazal și cel mijlociu al gresiilor calcaroase glauconitice din Dealul Amzaliei (versantul drept al văii Peștera dintre localitățile Peștera și Ivrinezu-Mare).

Hypoturrilites tuberculatus (Bosc)

(Pl. III, fig. 33 şi 34)

1801 *Turrilites tuberculatus* Bosc; în Bufon de Déterville, Vers, t. 5, p. 189, pl. 42, fig. 8 (după d'Orbigny, Pal. Fr. Terr. Crét., v.I, p. 593).
1840 *Turrilites tuberculatus* Bosc; d'Orbigny, Pal. Fr. Terr. Crét., v.5, p. 593, pl. 144, fig.1,2.
1847 *Turrilites tuberculatus* Bosc; Pictet et Roux, Moll. Foss. des grès verts, p. 150, pl. 15, fig. 10.
1857 *Turrilites tuberculatus* Bosc; Sharpe, Moll. of the Chalk Cephal., p. 61, pl. XXV, fig. 1,2 (non fig. 3); pl. XXVI, fig. 15, 16.
1865 *Turrilites tuberculatus* Bosc; Stoliczka, Foss. Cephal. of the Cret. South India, p. 187, pl. LXXXVII, fig. 6–8.
1876 *Turrilites tuberculatus* Bosc; Schlüter, Cephal. ob. deutsch. Kreide, Palaeont., v. XXIV, p. 12, pl. XXXVII, fig. 1,2; pl. XLIV, fig. 11.
1929 *Turrilites* cf. *tuberculatus* Bosc; Collignon, Céphal. du Cén. pyrit. de Diégo-Suarez, Ann. Pal., v.XVIII, p. 64, pl. VI, fig. 14.
1951 *Turrilites tuberculatus* Bosc; Wright a. Wright, Foss. Cephal of the Chalk of Great Britain, Pal. Soc., v. CIV, p. 16.

Cochilie turriculată, înrulată senestru, cu ture bombate, separate prin suturi adînci şi ornamentate cu cîte patru şiruri de tubercule paralele. Unghiul apical este de 15–17°. Tuberculele aparţinînd celor două şiruri inferioare sînt mici, apropiate şi uşor alungite în sens vertical. Ele sînt în număr de 23–25 pe fiecare tur de spiră. Primul şir de tubercule este acoperit total de linia de sutură şi nu este vizibil la exemplarele complete decît pe ultimul tur. Şirul al treilea are tuberculele puţin mai mari decît cele din şirurile anterioare şi sînt mai distanţate decît acestea. Ultimul şir este format dintr-un număr de 14–15 tubercule mari şi ascuţite, situate pe linia mediană a turelor spirei. Dintre aceste tubercule, la unele exemplare se observă cum pleacă cîte o prelungire sau două foarte subţiri, către linia de sutură superioară.

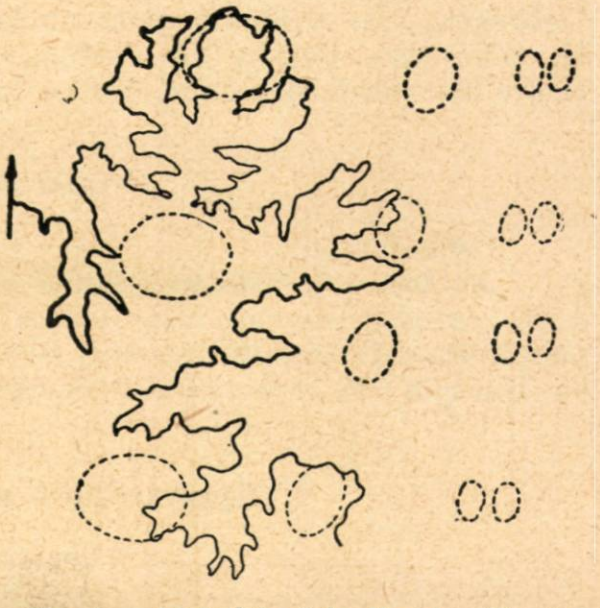


Fig. 7. – Linia lobară la *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc) × 3,7.

Linia lobară se caracterizează printr-un lob sifonal dezvoltat trifid, prin sela externă largă, divizată în doi lobuli inegali, care la rîndul lor sînt trifizi. Primul lob lateral este dezvoltat, bifid, iar prima selă laterală subţire şi mai puţin înaltă (fig. 7).

Observaţii

Se remarcă din descriere că exemplarele aparţinînd speciei *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc) din cenomanianul Dobrogei de sud au un număr de 14–15 tubercule mari pe şirul superior şi 23–25 tubercule pe cele-

lalte şiruri. Din datele de literatură se constată că numărul de tubercule este variabil la această formă. Astfel, după A. d'Orbigny şi D. Sharpe, şirul superior la *H. tuberculatus* este constituit dintr-un număr de 20 de tubercule mari şi cîte 24—38 de tubercule pe celelalte şiruri, iar după C. Schlüter şi M. Collignon, numărul tuberculelor din şirul superior este de 12—15, pe cînd celelalte şiruri sînt formate dintr-un număr dublu corespunzător. Deci formele de *H. tuberculatus* din Dobrogea se încadrează în limitele diagnozelor date de aceşti autori.

Prin faptul că la unele exemplare se observă că din fiecare tubercul al şirului superior pleacă cîte o prelungire foarte subţire către linia de sutură superioară, acestea se apropie de *Hypoturrilites tuberculato-plicatus* a lui I. Seguenza, de care însă se deosebesc prin absenţa coastelor dintre tuberculii mari ai rîndului superior şi prin forma, poziţia şi numărul tuberculelor.

Se deosebeşte de asemenea şi de varietatea *tenouklensis* a speciei *Hypoturrilites tuberculato-plicatus*, stabilită de L. Pervinquière, prin faptul că are numai trei şiruri de tubercule în loc de patru.

Prezenţa costaţiei fine în continuarea tuberculelor mari spre linia de sutură superioară, întîlnită la unele exemplare de *H. tuberculatus* din Dobrogea, este evidentă şi la unele forme ale acestei specii figurate de D. Sharpe (32)[1]. Noi credem că aceste coaste apar la turele superioare ale spirei, devenind din ce în ce mai şterse pe turele inferioare.

Orizont şi localităţi

Cenomanian.

Au fost colectate mai multe exemplare din orizontul mediu al gresiilor cenomaniene care aflorează în versantul drept al văii Adamclisi — Ghiolpunar din dreptul satului Şipote. Aici *H. tuberculatus* este asociat cu *Mariella* (*M. cenomanensis* (Schlüter), *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) etc.

Hypoturrilites mantelli (Sharpe)

(Pl. III, fig. 35)

1857 *Turrilites mantelli* Sharpe, Moll. of the Chalk Cephal., p. 63, pl. XXV, fig. 5, 6 a, b.
1864 *Turrilites mantelli* Sharpe; Pictet et Campiche, Descrip. foss. Terr. St. Croix, v. II, p. 155.
1876 *Turrilites mantelli* Sharpe; Schlüter, Cephal. ob. deutsch. Kreide, Palaeont., v. XXIV, p. 134, pl. XXXVII, fig. 9; pl. XXXVIII.
1951 *Turrilites mantelli* Sharpe; Wright a. Wright, Foss. Cephal. of the Chalk of Great Britain, Pal. Soc., v. CIV, p. 17.

Cochilie înrulată senestru cu ture convexe avînd ca ornamentaţie patru şiruri paralele de tubercule. Primele trei şiruri inferioare de tuber-

[1]) Pl. XXV, fig. 1.

cule mici și alungite paralel cu linia de sutură inferioară. Acestea sînt în număr de aproximativ 26—28 pe fiecare tur de spiră. Ca și la *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc), primele două șiruri sînt foarte apropiate, pe cînd al treilea este puțin mai distanțat de acestea. Al patrulea șir, situat aproximativ pe linia mediană a turelor spirei, este constituit dintr-un număr de 22—23 de tubercule mari, alungite în sens oblic față de liniile de sutură. Între șirurile de tubercule se observă o costație fină, mai mult sau mai puțin evidentă, care indică totodată corespondența tuberculelor din șirul superior cu celelalte din șirurile inferioare.

Linia lobară nu este vizibilă pe exemplarele noastre.

Observații

H. mantelli se aseamănă mult cu *H. tuberculatus* prin numărul egal al șirurilor de tubercule și prin diferențierea acestora. Primul se deosebește, însă, de-al doilea prin numărul mai mare de tubercule și prin corespondența dintre fiecare tubercul din șirul superior cu tuberculele din șirurile inferioare. O altă deosebire constă în faptul că tuberculele din cele trei șiruri inferioare la *H. mantelli* au o alungire paralelă cu linia de sutură, pe cînd la *H. tuberculatus* au o ușoară alungire verticală.

Orizont și localități

Cenomanian.

În partea mediană a gresiilor calcaroase glauconitice care aflorează în versantul drept al văii Adamclisi—Ghiolpunar din dreptul satului Șipote.

Genul *Ostlingoceras* Hyatt, 1900

Subgenul *Ostlingoceras* Hyatt, 1900

Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum (d'Orbigny)

(Pl. IV, fig. 36—40)

1842 *Turrilites puzosianus* d'Orbigny, Pal. Fr. Terr. Crét., v. I, p. 587, pl. 143, fig. 1, 2.
1847 *Turrilites puzosianus* d'Orb.; Pictet et Roux, Moll. Foss. grès verts, p. 151, pl. XV, fig. 9 a, b.
1861 *Turrilites puzosianus* d'Orb.; Pictet et Campiche, Terr, Crét. St. Croix, part. II, p. 139, pl. LIX, fig. 3—6.
1878 *Turrilites puzosianus* d'Orb.; Bayle, Foss. princip. des Terr., Mém. Carte géol. de la Fr., Atlas, pl. XCIX, fig. 1, 2.
1936 *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.); Breistroffer, Sur quelques Ammonites rares du Vraconien de France, C.R. Soc. géol., v. II, p. 24.
1937 *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.); Spath, The Gault Ammon., v. XC, part. XII, p. 523, pl. LVIII, fig. 38—40, text fig. 183 a-c (sinonimie completă).
1947 *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.); Breistroffer, Sur les zones d'Ammon. dans l'Alb. de France et d'Angleterre, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXVI, p.62.
1957 *Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum* (Orb.); Wright în Moore, Treatise on Invert. Paleont., 4, p.222.

Cochilie înrulată senestru, înaltă, conică, cu numeroase ture separate de suturi profunde. Turele spirei sînt angulare și au suprafața externă aproape plană. Unghiul apical de 14—15°. Ornamentația constă din 26—30 de coaste, ușor arcuite anterior. În partea bazală a turelor spirei, în continuarea coastelor, se găsesc trei șiruri de tubercule, paralele între ele. Cel inferior este ascuns sub sutură, cel mediu vizibil, se găsește chiar pe linia de sutură, iar cel superior cu puțin deasupra acestei linii.

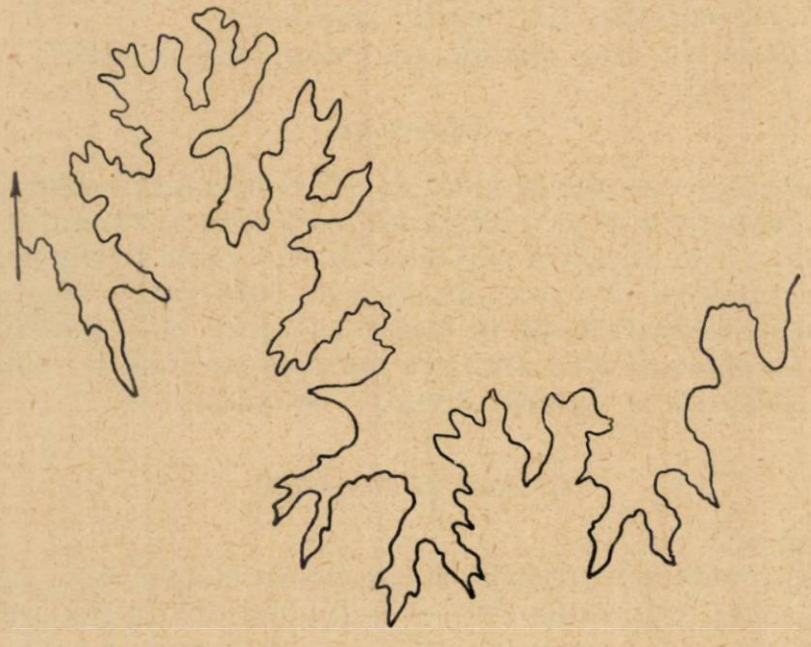


Fig. 8. — Linia lobară la *Ostlingoceras* (*Ostlingoceras*) *puzosianum* (d'Orb.) × 3,7.

Linia lobară este caracterizată printr-un lob extern scurt, situat în apropierea liniei de sutură superioară, printr-o selă externă mare, foarte divizată și prin lobul lateral larg, cu o proeminență evidentă în dreptul șirului superior de tubercule (fig. 8).

Observații

Pe majoritatea exemplarelor noastre poate fi susținută observația făcută de I. J. Pictet și G. Campiche, după care se remarcă, la această specie, că numărul tuberculelor depășește pe acela al coastelor. Astfel, la un număr de 30 tubercule corespund 25—27 de coaste.

Orizont și localități

Vraconian superior.

A fost întîlnit la partea cu totul superioară a nisipurilor albiene din Dealul Amzaliei (valea Peștera). Numeroase exemplare, pe care le considerăm remaniate, au fost întîlnite în conglomeratul bazal cenomanian

de pe valea Peştera (Dealul Viilor, Dealul Amzaliei, Dealul Sarapciculac, lîngă Ivrinezu-Mic, marginea sudică a lacului Cochirleni). De asemenea, această specie a mai fost întîlnită în conglomeratul cenomanian de la Remus Opreanu, din versantul sudic al văii Carasu (Mircea Vodă, Dealul Simedrea etc.), din versantul stîng al văii Celibichioi în apropierea comunei Mircea Vodă. Alte exemplare remaniate au fost colectate din conglomeratele turonian şi senonian de la Cuza Vodă.

Genul **Pseudhelicoceras** Spath, 1921

(= *Spiroceras* Meek, 1876; non Quenstedt, 1858)

Pseudhelicoceras quadrituberculatum Spath

(Pl. IV, fig. 41)

1937 *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath, The Gault Ammon., v. XC, part. XII, p. 531, text fig. 190 d-f.
1947 *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath; Breistroffer, Sur les zones d'Ammon. dans l'Alb. de France et d'Angleterre, Trav. Lab. géol. Grenoble, v. XXVI, p. 46.

Fragment de spiră cu secţiune uşor angulară, prezentînd puternice coaste ornamentate cu cîte patru tubercule fiecare. Coastele, dispuse oblic, sînt mai atenuate pe partea internă. Între două coaste principale se interpun una sau două coaste secundare, subţiri, lipsite de tubercule. Tuberculele sînt proeminente, cu secţiune circulară, aproape egală ca mărime şi aşezate în şiruri spirale.

Orizont şi localităţi

În conglomeratul turonian de la E de comuna Cuza Vodă a fost întîlnit un singur exemplar remaniat din albian.

Această specie este menţionată de către L. F. Spath din albianul superior, iar de M. Breistroffer din albianul mediu. Deoarece noi am întîlnit-o numai ca remaniată în turonian, o atribuim albianului superior, ca şi Spath.

CONSIDERAŢII STRATIGRAFICE

Pe baza faunei de ammoniţi descrisă mai sus, putem face unele precizări stratigrafice privind partea superioară a albianului şi părţile inferioară şi medie ale cenomanianului din Dobrogea de sud.

Astfel, prezenţa lui *Mariella* (*M.*) *gresslyi* (Pict. et Camp.) în partea cu totul superioară a depozitelor albiene de la Seimenii-Mari, atestă aici existenţa părţii inferioare a subetajului vraconian. Această specie este considerată caracteristică turrilitoidianului (vraconian inferior) din Elveţia

și Franța (7), (8), iar în Anglia este citată din subzona cu *Pleurohoplites* (*Arrhaphoceras*) *substuderi* a albianului (34).

O altă dovadă despre existența subetajului vraconian în partea superioară a albianului de la Seimenii-Mari este și prezența lui *Pleurohoplites* (*Arrhaphoceras*) *studeri* var. *pinguis* Spath, formă întîlnită în Anglia, în zona cu *Stoliczkaia dispar* (34), iar în Franța în ostlingoceratian (vraconian superior) (8). Aceasta face posibilă admiterea existenței și a vraconianului superior la Seimenii-Mari.

Prezența vraconianului superior (ostlingoceratian) în alte puncte din Dobrogea de sud este atestată cu siguranță de găsirea unor forme caracteristice pentru această formațiune, ca *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.) la partea superioară a depozitelor albiene în Dealul Amzaliei de pe valea Peștera și *Mariella* (*M.*) aff. *bergeri* (Brongn.) asociat cu *Discohoplites subfalcatus* (Semenow) în Dealul Ghioclemeș de lîngă satul Lespezi (foraj I.S.E.M.).

În conglomeratul din baza cenomanianului au fost întîlnite mai multe exemplare de *Hypoturrilites carcitanensis* (Math.), cunoscut de asemenea în cenomanianul inferior din Franța, Anglia, Germania, Algeria, Tunis, Madagascar etc. (14), (38), (29), (25), (13). Această specie a fost găsită în asociație cu *Mantelliceras mantelli* (Sow.).

Interesant este faptul că în același conglomerat au fost întîlnite și speciile : *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.), *M.* (*M.*) *miliaris* (Pict. et Camp.), *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.), caracteristice vraconianului superior. Unele exemplare ale acestor specii au umplutura cochiilor constituită din gresie glauconitică albiană, în timp ce altele o au constituită din gresie albicioasă cenomaniană. În privința primei categorii nu avem nici o îndoială că acestea au fost remaniate din albianul terminal. Credem că pe acest criteriu s-a bazat Gh. Macovei cînd a considerat ca remaniat din albian în conglomeratul din baza cenomanianului pe *Turrilites* (*Ostlingoceras*) *puzosianus* d'Orb. (17), (18).

Referindu-ne la cea de-a doua categorie, s-ar putea presupune că speciile menționate mai sus au continuat să supraviețuiască în timpul cenomanianului inferior, sau au trăit numai în vraconianul superior, dar materialul lor de umplutură, necimentat încă, a fost îndepărtat prin spălare în timpul transgresiunii ulterioare și înlocuit cu material cenomanian.

Supoziția după care aceste specii de *Turrilitidae*, caracteristice vraconianului superior, ar fi supraviețuit în cenomanianul inferior ni se pare mai puțin probabilă, avînd în vedere următoarele argumente :

1. Nu se cunosc cazuri în Europa unde să se fi întîlnit în cenomanianul inferior : *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.), *M.* (*M.*) *miliaris* (Pict. et Camp.), *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.) decît numai în situații de remaniere sau de condensare stratigrafică.

2. Atît în cenomanianul din Babadag (18), (19), (33), cît și în cel din bazinul Varnei (Provadia, Kriv-dol, Plazata etc.) (37), nu au fost întîlnite aceste specii și nici o altă specie care să aparțină vraconianului superior. Situația este explicabilă prin faptul că în ambele regiuni albianul, inclusiv vraconianul, nu s-a depus. Menționăm de asemenea că în

Tabloul nr. 1

Răspîndirea turrilitidelor în cretacicul Dobrogei de sud*)

Etaje	Subetaje	Zone	Subzone	Faună de *Turrilitidae*	Caractere litologice	Localităţi	Observaţii
Senonian	maastrichtian				crete albe cu silex, cretă silicifiată, calcare		nu s-au întîlnit *Turrilitidae*
	campanian				crete albe cu silex, marne cretoase		nu s-au întîlnit *Turrilitidae*
	santonian			**Mariella (M.) bergeri** (Brongn.) **Mariella (M.) miliaris** (Pict. et Camp.) **Ostlingoceras (O.) puzosianum** (d'Orb.)	conglomerate, gresii conglomeratice, gresii calcaroase	Cuza Vodă	*Turrilitidae* remaniate din albianul terminal; pe flancul de NE al sinclinalului de la Cuza Vodă santonianul este dispus transgresiv şi discordant peste albian
	coniacian			absenţi în Dobrogea de sud			— exondare
Turonian	superior						
	mediu			**Mariella (M.) bergeri** (Brogn.) **Mariella (M.) bergeri** var. **crassitubereulata** Spath **Mariella (M.) miliaris** (Pict. et Camp.) **Pseudhelicoceras quadritubereulatum** Spath	conglomerate, gresii calcaroase, nisipuri slab cimentate	Cuza Vodă	*Turrilitidae* remaniate din albianul terminal şi albianul superior; pe flancul de SV al sinclinalului de la Cuza Vodă turonianul mediu este dispus transgresiv şi discordant peste albian
	inferior			absent în Dobrogea de sud			— exondare
Cenomanian	cenomanian superior (acanthoceratian)	*Metoicoceras pontieri*					
		Acanthoceras rhotomagense	*Acanthoceras vicinale*		gresii calcaroase slab fosfatice, crete, marne cretoase		nu s-au întîlnit *Turrilitidae*
			Acanthoceras subflexuosum				
			Acanthoceras rhotomagense				
			Acanthoceras diadema				
	cenomanian inferior (mantelliceratian)	*Schloenbachia varians*	*Mantelliceras vectense*	*Hypoturrilites mantelli* (Sharpe) *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc) *Mariella (M.). cenomanensis* (Schlüter) *Mariella (M.) essenensis* (Geinitz)	gresii calcaroase slab fosfatice, crete, marne cretoase	Şipote, valea Peştera (Dealul Amzaliei)	
			Mantelliceras costatum				
			Mantelliceras cantianum	*Hypoturrilites gravesianus* (d'Orb.) *Hypoturrilites carcitanensis* (Matheron)	gresii calcaroase, gresii cretoase, crete, conglomeratul bazal	valea Peştera (Dealul Amzaliei)	în conglomeratul bazal s-a întîlnit faună de *Turrilitidae* remaniată din vraconianul superior (ostlingoceratian)
		Mantelliceras martimpreyi	*Mantelliceras martimpreyi*	absent parţial în Dobrogea de sud		— exondare	
			Mantelliceras prae-martimpreyi				
Albian	vraconian	ostlingoceratian (vraconian superior)	*Stoliczkaia dispar*	*Ostlingoceras (O.) puzosianum* (d'Orb.) *Mariella (M.) bergeri* var. *crassituberculata* Spath *Mariella (M.) bergeri* (Brongn.) *Mariella (M.) miliaris* (Pict. et Camp.)	nisipuri şi gresii glauconitice	valea Peştera (Dealul Amzaliei) eventual Seimenii-Mari, Dealul Ghioclemeş (în forajul I.S.E.M.)	
		turrilitoidian (vraconian inferior)	*Pleurohoplites (Arrhaphoceras) substuderi*	*Mariella (M.) gresslyi* (Pict. et Camp.)	nisipuri şi gresii glauconitice	Seimenii-Mari	
	albian superior	hysteroceratian (neoharpoceratian)	*Pervinquieria inflata* var. *aequatorialis*				
			Pleurohoplites (Callihoplites) auritus	*Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath.	nisipuri şi gresii glauconitice		*Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath remaniat în conglomeratul turronian de la Cuza Vodă
			Hysteroceras varicosus				
			Hysteroceras orbignyi				
	albian mediu				nisipuri şi gresii glauconitice		nu s-au întîlnit *Turrilitidae*
	albian inferior				nisipuri şi gresii glauconitice, nisip cu pietriş în bază sau conglomerat		nu s-au întîlnit *Turrilitidae*

*) Zonele şi subzonele albianului superior şi vraconianului după L. F. Spath (34) şi M. Breistroffer (8), iar cele ale cenomanianului după L. F. Spath (35) şi S. Müller şi H. Schenck (20).

cenomanianul inferior din Crimeea, Caucaz, cît și din zonele de platformă de la N și NE de aceste regiuni, nu sînt menționați ammoniți care ar putea aparține vraconianului superior (1), (24).

Supoziția remanierii cochiliilor de *Turrilitidae* fără material de umplutură din albianul terminal în baza cenomanianului este mai probabilă, prin faptul că la unele exemplare se observă că materialul cenomanian a pătruns numai în ultimele camere, în rest păstrîndu-se un material grezos glauconitic mai închis la culoare și asemănător cu cel albian. În sprijinul remanierii lor se mai adaugă faptul că majoritatea exemplarelor sînt incomplete, prezintă trăsături de uzură și sînt fosfatizate.

O condensare stratigrafică între albianul terminal (vraconian superior) și cenomanianul inferior în orizontul conglomeratic nu apare posibilă din următoarele cauze :

1. Prezența unor forme ca : *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.), *Mariella* (*M.*) aff. *bergeri* (Brongn.), *Pleurohoplites* (*Arrhaphoceras*) *studeri* var. *pinguis* Spath etc., în partea cu totul superioară a depozitelor albiene și situate sub conglomeratul bazal cenomanian.

2. Prezența, în conglomeratul cenomanian, a unor exemplare de *Turrilitidae* remaniate în mod sigur din albianul terminal (vraconian superior).

3. În conglomeratul turonian și în conglomeratul senonian de la Cuza Vodă au fost găsite numeroase exemplare de *Mariella* (*M.*) *bergeri* (Brongn.), *M.* (*M.*) *miliaris* (Pict. et Camp.), *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.), toate avînd materialul de umplutură albian. Menționăm că aici, cele două formațiuni stau transgresiv peste albian, remaniind în primul rînd partea superioară a acestuia.

Pe baza celor afirmate mai sus rezultă că în Dobrogea de sud vraconianul aparține, ca ciclu de sedimentare, albianului, fiind reprezentat din punct de vedere litologic, ca și albianul propriu-zis, prin gresii și nisipuri glauconitice peste care stă transgresiv cenomanianul, începînd cu zona cu *Schloenbachia varians*. Între cele două formațiuni, adică între albian și cenomanian, trebuie să fi existat o scurtă fază de exondare, în care timp s-a produs eroziunea diferiților termeni din albian. Această fază de exondare a avut loc în partea cu totul inferioară a cenomanianului, în timpul corespunzător părții inferioare și celei mijlocii a zonei cu *Mantelliceras martimpreyi* (tabloul nr. 1). Găsim necesar să menționăm că în conglomeratul cenomanian se află remaniate nu numai fosile vraconiene, ci și exemplare din albianul superior și mediu etc. Totodată, cenomanianul, fiind transgresiv și discordant în această regiune, a înlăturat prin eroziune diferiți termeni ai albianului, iar uneori a dus la eroziunea totală a acestei formațiuni, cum este versantul drept al văii Adamclisi—Ghiolpunar în dreptul șoselei Șipote—Deleni, unde cenomanianul stă peste barremian și într-un foraj din versantul sudic al văii Peștera, unde conglomeratul bazal cenomanian se așterne direct peste barremian.

În partea bazală a orizontului grezos au fost întîlnite mai multe exemplare de *Hypoturrilites gravesianus* d'Orb., iar în partea mediană *Mariella* (*M.*) *essenensis* (Geinitz), *M.* (*M.*) *cenomanensis* (Schlüter),

Hypoturrilites tuberculatus Bosc, *H. mantelli* Sharpe, în asociație cu diferite specii de *Calycoceras*. Toate aceste specii sînt menționate din cenomanianul din sudul Angliei (Isele of Wight, South Midlands etc.), fiind localizate numai în zona cu *Schloenbachia varians* (38). De asemenea, se întîlnesc în mod frecvent în cenomanianul inferior și mediu din V și NV R. F. Germane (Westfalia, Munții Harz) (29), (15), (10) și din Franța (bazinul Parisului, bazinul Ronului etc.) (15), (10).

ПРЕДСТАВИТЕЛИ СЕМЕЙСТВА TURRILITIDAE MEEK, 1876 В МЕЛОВОМ ЮЖНОЙ ДОБРУДЖИ

РЕЗЮМЕ

В результате геологических исследований, проведенных в Южной Добрудже, автором собраны многочисленные экземпляры Turrilitidae, относящиеся к 11 видам и одной разновидности. Эти формы были найдены в коренном залегании в альбе и сеномане, а также и переотложенными из альба, в сеномане, туроне и сеноне.

На основании описанной фауны Turrilitidae автор делает некоторые уточнения в стратиграфии верхней части альба и нижней и средней части сеномана Южной Добруджи.

Так, например, присутствие Mariella (M.) gresslyi (Pictet и Campiche), Mariella (M.) aff. bergeri (Brongn.), Ostlingoceras (O.) puzosianum (d'Orb.) найденных в самых верхах альбских песков и песчаников этого района, в ассоциации с другими видами аммонитов, как-то: Pleurohoplites (Arrhaphoceras) studeri var. pinguis Spath, Discohoplites subfalcatus (Semenow), указывают на принадлежность вракона Южной Добруджи к осадочному циклу альба, а не сеномана, как это предполагалось до настоящего времени.

Уточняется также, что между альбом и сеноманом, вероятно, имела место кратковременная фаза выступления из под уровня воды,

---

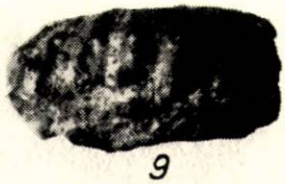
PLANȘA I

Fig. 9. — *Mariella* (*Mariella*) *gresslyi* (Pict. et Camp.). Exemplar din nisipurile glauconitice albiene de la Seimenii-Mari (mărime naturală).

Fig. 10 și 11. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brongn.). Două exemplare din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Sarapciculac (valea Peștera). (10, mărime naturală; 11, micșorat la 2/3).

Fig. 12 și 13. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* var. *crassituberculata* Spath. Două exemplare din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Sarapciculac (valea Peștera) (mărime naturală.)

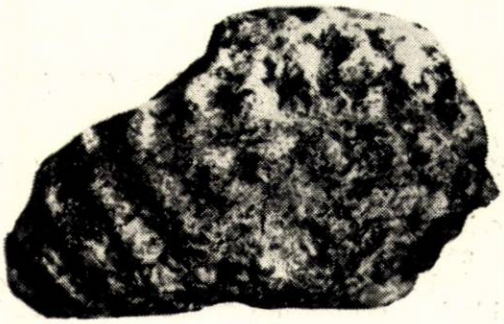
Fig. 14—16. — *Mariella* (*Mariella*) *miliaris* (Pict. et Camp.). Două exemplare din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Sarapciculac (valea Peștera). (14, mărime naturală; 15, același exemplar × 2; 16, alt exemplar × 2).



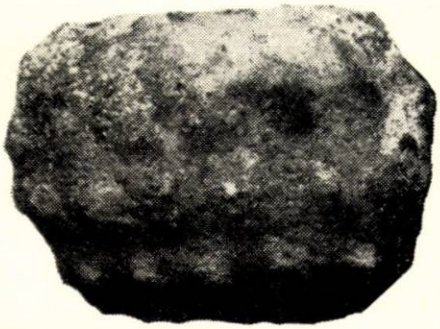
9

10

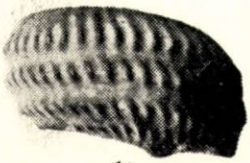
11



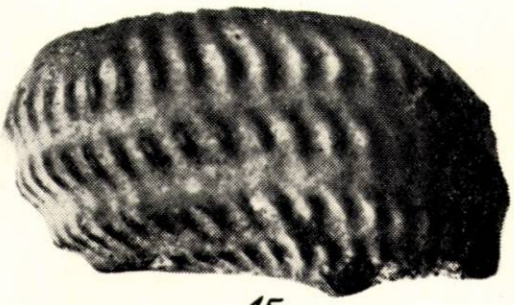
12



13



14



15

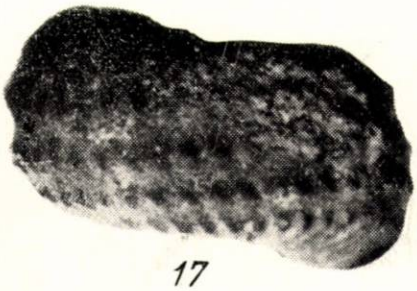
16

PLANȘA II

Fig. 17—20. — *Mariella* (*Mariella*) *miliaris* (Pict. et Camp.) 17—19. Trei exemplare din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Sarapciculac (valea Peștera) (17, mărit de 2 ori; 18 și 19 mărime naturală); 20, exemplar din conglomeratul turonian de la Cuza Vodă, arătînd trecerea spre *M.*(*M.*) *bergeri* (Brongn.) (mărime naturală).

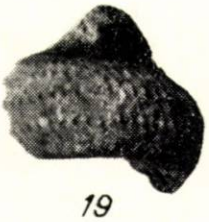
Fig. 21 și 22. — *Mariella* (*Mariella*) *essenensis* (Geinitz). Exemplar din partea mijlocie a orizontului grezos al cenomanianului de la Șipote; 21, regiunea ombilicală (mărime naturală); 22, același exemplar din profil (× 2).

Fig. 23—26. *Mariella* (*Mariella*) *cenomanensis* (Schlüter). Două exemplare din partea mijlocie a orizontului grezos al cenomanianului de la Șipote (23 și 25, mărime naturală; 24 și 26 aceleași exemplare × 2).



17

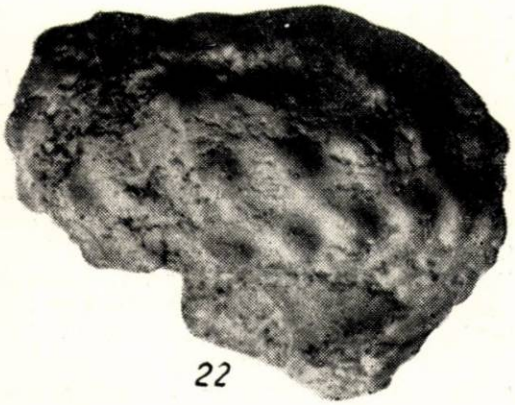
18



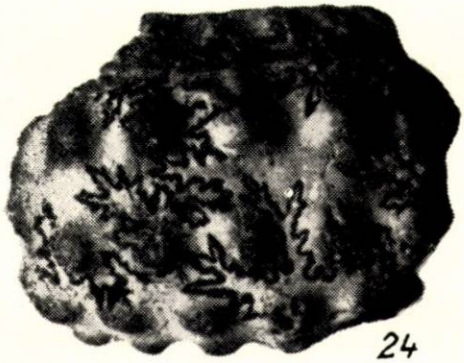
19

20

21



22



24

23

25

26

PLANŞA III

Fig. 27 şi 28. — *Mariella* (*Mariella*) *cenomanensis* (Schlüter). Exemplar din partea mijlocie a orizontului grezos cenomanian de la Şipote (27, mărime naturală; 28, acelaşi exemplar × 2).

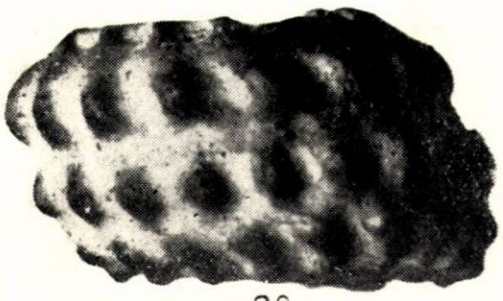
Fig. 29. — *Hypoturrilites carcitanensis* (Matheron). Exemplar din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Amzaliei (valea Peştera) × 2.

Fig. 30—32. — *Hypoturrilites gravesianus* (d'Orbigny). Exemplar din partea bazală a orizontului grezos cenomanian din Dealul Amzaliei (valea Peştera). 30, Regiunea ombilicală (mărime naturală); 31, acelaşi exemplar din profil (mărime naturală); 32, *idem* (× 2).

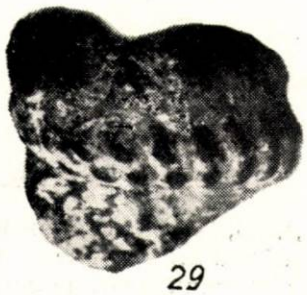
Fig. 33 şi 34. — *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc). Exemplar din partea mijlocie a orizontului grezos cenomanian de la Şipote (33, mărime naturală; 34, acelaşi exemplar × 2).

Fig. 35. — *Hypoturrilites mantelli* (Sharpe). Exemplar din partea mijlocie a orizontului grezos cenomanian de la Şipote (mărime naturală).

27



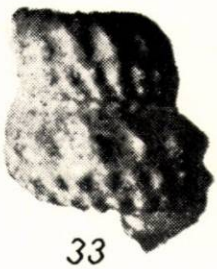
28



29

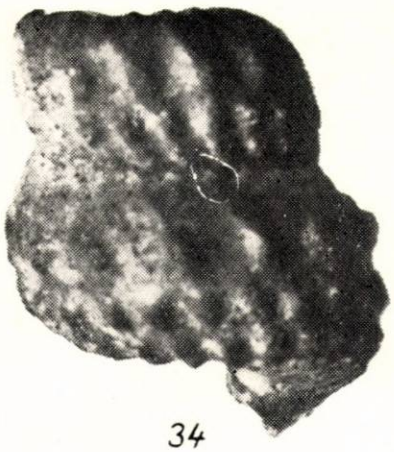
30

31

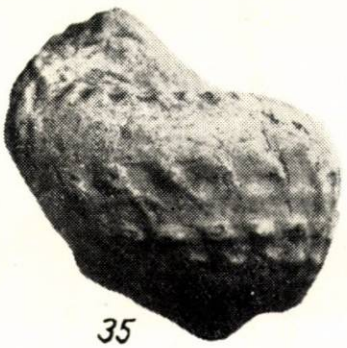


33

32



34



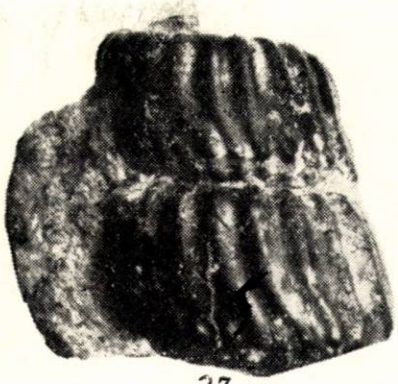
35

PLANȘA IV

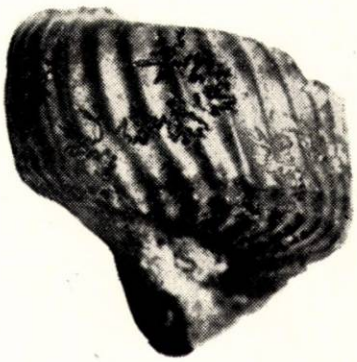
Fig. 36—40. — *Ostlingoceras* (*Ostlingoceras*) *puzosianum* (d'Orb.). 36, 38, 39, Trei exemplare din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Amzaliei (valea Peștera) (mărime naturală); 37, exemplar din conglomeratul bazal cenomanian de la Remus Opreanu (mărime naturală); 40, șlif printr-un exemplar din conglomeratul bazal cenomanian din Dealul Amzaliei: *a*, umbilicatura cochiliei constituită din gresie glauconitică albiană; *b*, gresie calcaroasă cenomaniană de la exteriorul cochiliei; *c*, fragment de cochilie de lamellibranhiat remaniat din albian (mărime naturală).

Fig. 41. — *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath. Exemplar din conglomeratul turonian de la Cuza Vodă (× 2).

36

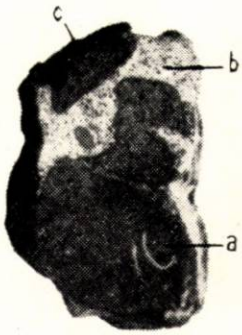


37

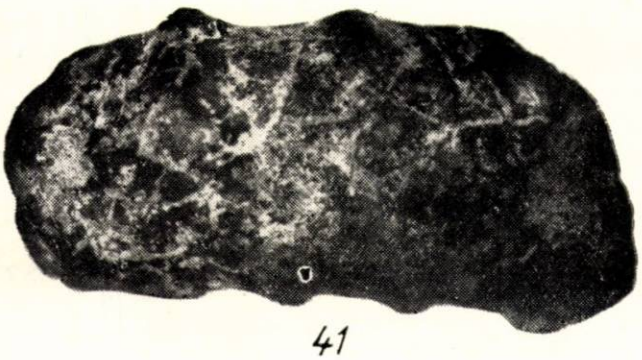


38

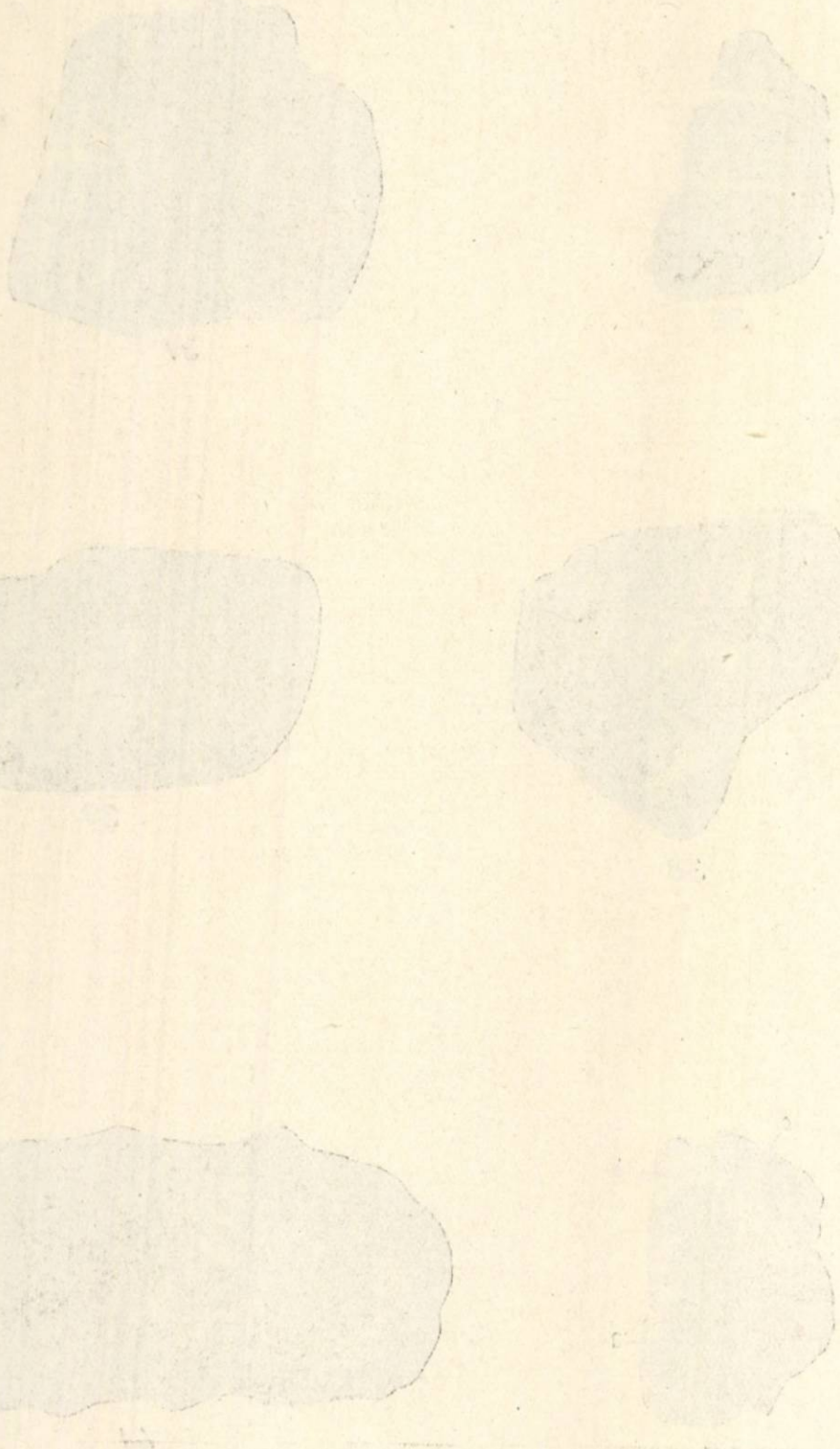
39



40



41



а именно в самых низах сеномана, соответствующая во времени нижней и средней части фаунистической зоны Mantelliceras martimpreyi.

Фауна Turrilitidae, обнаруженная в сеноманских отложениях Южной Добруджи, совпадает исключительно с фаунистической зоной Schloenbachia varians, не достигая зоны Acanthoceras rhotomagense.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Место находки Turrilitidae на возвышенности Дялул Амзалией (правый склон долины Пештера). *Alb.* — альб, *a* — глауконитовые пески и песчаники; *Cen.* — сеноман, *b* — базальный конгломерат с Turrilitidae, *c* — песчаники с писчим мелом.

Рис. 2. — Место находки Turrilitidae на возвышенности Дялул Сарапчикулак (левый склон долины Пештера). *Alb.* — альб, *a* — глауконитовые пески; *Cen.* — сеноман, *b* — базальный конгломерат с Turrilitidae.

Рис. 3. — Место находки Turrilitidae на юго-западном крыле синклинали Куза Водэ. *T* — турон, *a* — пески с галькой, слабо сцементированные, *b* — конгломерат; *Sant.* — сантон, *c* — известковистые, глауконитовые и фосфатные песчаники. Turrilitidae обнаружены исключительно в туроне.

Рис. 4. — Распространение фаунистических зон Turrilitidae в Южной Добрудже. 1 — Сеймений Марь; 2 — долина Челибикиой; 3 — Куза Водэ, юго-западное крыло синклинали; 4 — Куза Водэ, северо-восточное крыло синклинали; 5 — *D.* Симедря; 6 — к юго-западу от ж.д. станции Мирча Водэ; 7 — возвышенность около села Ремус Опряну, западный склон; 8 — возвышенность около села Ремус Опряну, южный склон; 9 — возвышенность около села Ремус Опряну, восточный склон; 10 — возвышенность Дялул Амзалией; 11 — возвышенность Дялул Амзалией; 12 — южный берег озера Кокирлень; 13 — Ивринезу Мик; 14 — возвышенность Дялул Сарапчикулак; 15 — возвышенность Дялул Виилор; 16 — правый склон долины Адамклиси-Гиолпунар, около шоссейной дороги Шипоте — Делень; 17 — правый склон долины Адамклиси-Гиолпунар, против села Шипоте; 18 — возвышенность Дялул Гиоклемеш (скважина, пробуренная предпр. ИСЕМ).

Рис. 5. — Лопастная линия Mariella (Mariella) bergeri (Brongniart) увеличен в 3,7 раза.

Рис. 6. — Лопастная линия Mariella (Mariella) cenomanensis (Schlüter) увеличен в 3,7 раза.

Рис. 7. — Лопастная линия Hypoturrilites tuberculatus (Bosc), увеличен в 3,7 раза.

Рис. 8. — Лопастная линия Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum (d'Orb.); × 3,7.

Таблица I

Рис. 9. — Mariella (Mariella) gresslyi (Pict. и Camp.). Экземпляр, найденный в альбских глауконитовых песках около села Сеймений Марь (натур. величина).

Рис. 10, 11. — Mariella (Mariella) bergeri (Brongn.). Два экземпляра, найденные в базальном конгломерате сеномана на возвышенности Дялул Сарапчикулак (долина Пештера) (рис. 10 — натур. величина, рис. 11 — уменьшен в 2/3).

Рис. 12, 13. — Mariella (Mariella) bergeri var. crassituberculata Spath. Два экземпляра, найденные в базальном конгломерате сеномана на возвышенности Дялул Сарапчикулак (долина Пештера) (натур. величина).

Рис. 14 — 16. — Mariella (Mariella) miliaris (Pict. и Camp.). Два экземпляра, найденные в базальном конгломерате сеномана на возвышенности Дялул Сарапчикулак (долина Пештера) (рис. 14 — натур. величина, рис. 15 — тот же экземпляр, увеличен в 2 раза, рис. 16 — другой экземпляр, увеличен в 2 раза).

Таблица II

Рис. 17 — 20. — Mariella (Mariella) miliaris (Pict. и Camp.). Рис. 17—19 — три экземпляра, найденные в базальном конгломерате сеномана на возвышенности Дялул Сарапчикулак (долина Пештера), (рис. 17 — увеличен в 2 раза; рис. 18, 19 — натур. величина; рис. 20 — экземпляр, найденный в туронском конгломерате около села Куза Водэ, приближающийся к M.(M.) bergeri (Brongn.) (натур. величина).

Рис. 21, 22. — Mariella (Mariella) essenensis (Geinitz). Экземпляр, обнаруженный в средней части сеноманских песчаников около с. Шипоте; рис. 21 — область пупка (натур. величина); рис. 22 — тот же экземпляр, вид сбоку (увеличен в 2 раза).

Рис. 23 — 26. — Mariella (Mariella) cenomanensis (Schlüter). Два экземпляра, обнаруженные в средней части горизонта сеноманских песчаников около с. Шипоте (рис. 23 и 25 — натур. величина; рис. 24 и 26 — тот же экземпляр, увеличен в 2 раза).

Таблица III

Рис. 27, 28. — Mariella (Mariella) cenomanensis (Schlüter). Экземпляр, найденный в средней части горизонта сеноманских песчаников около с. Шипоте (рис. 27 — натур. величина; рис. 28 — тот же экземпляр, увеличен в 2 раза).

Рис. 29. — Hypoturrilites carcitanensis (Matheron). Экземпляр, найденный в базальном конгломерате сеномана на возвышенности Дялул Амзалией (долина Пештера), увеличен в 2 раза.

Рис. 30 — 32. Hypoturrilites gravesianus (d'Orbigny). Экземпляр, найденный в базальной части горизонта сеноманских песчаников, на возвышенности Дялул Амзалией (долина Пештера); рис. 30 — область пупка (натур. величина); рис. 31. — тот же экземпляр, вид сбоку (натур. величина); рис. 32 — то же, увеличен в 2 раза.

Рис. 33 — 34. Hypoturrilites tuberculatus (Bosc). Экземпляр, найденный в средней части горизонта сеноманских песчаников около с. Шипоте (рис. 33 — натур. величина; рис. 34 — тот же экземпляр, увеличен в 2 раза).

Рис. 35. — Hypoturrilites mantelli (Sharpe). Экземпляр, найденный в средней части горизонта сеноманских песчаников около с. Шипоте (натур. величина).

Таблица IV

Рис. 36 — 40. — Ostlingoceras (Ostlingoceras) puzosianum (d'Orb.). Рис. 36, 38, 39 — три экземпляра, найденные в базальном конгломерате сеномана на возвышенности Дялул Амзалией (долина Пештера) (натур. величина); рис. 37 — экземпляр, найденный в базальном конгломерате сеномана около с. Ремус Опряну (натур. величина); рис. 40 — шлиф с экземпляром, включенным в базальном конгломерате сеномана, найденный около возвышенности Дялул Амзалией: *a* — альбский глауконитовый песчаник, наполняющий раковину, *b* — вмещающий раковину сеноманский известковистый песчаник, *c* — обломок раковины пластинчатожаберного, переотложенного из альбских отложений (натур. величина).

Рис. 41. — Pseudhelicoceras quadrituberclatum Spath. Экземпляр, найденный в туронских конгломератах, около с. Куза Водэ (увеличен в 2 раза).

REPRÉSENTANTS DE LA FAMILLE DES *TURRILITIDAE* MEEK, 1876, DANS LE CRÉTACÉ DU SUD DE LA DOBROGEA

RÉSUMÉ

Au cours des recherches qu'il a entreprises dans le Sud de la Dobrogea, l'auteur a récolté un assez grand nombre d'exemplaires de *Turrilitidae*, répartis entre 11 espèces et une variété. Ces formes ont été trouvées soit

in situ, dans l'Albien et le Cénomanien, soit, remaniées de l'Albien, dans le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien.

La faune de *Turrilitidae* décrite permet d'apporter certaines précisions stratigraphiques en ce qui concerne la partie supérieure de l'Albien et la partie inférieure et moyenne du Cénomanien du Sud de la Dobrogea.

Ainsi, la présence de *Mariella* (*M.*) *gresslyi* (Pictet et Campiche), *Mariella* (*M.*) aff. *bergeri* (Brongn.), *Ostlingoceras* (*O.*) *puzosianum* (d'Orb.), rencontrés à la partie tout à fait supérieure des sables et grès albiens de cette région, en association avec d'autres espèces d'Ammonites, tels *Pleurohoplites* (*Arrhaphoceras*) *studeri* var. *pinguis* Spath et *Discohoplites subfalcatus* (Semenow), indique que le Vraconnien du Sud de la Dobrogea se rattache, au point de vue cycle de sédimentation, à l'Albien et non pas au Cénomanien, comme on l'avait supposé.

Des précisions sont également apportées sur l'existence probable, entre l'Albien et le Cénomanien, d'une phase d'exondation, de peu de durée, ayant eu lieu à la partie tout à fait inférieure du Cénomanien, au cours de la période correspondant à la partie inférieure et moyenne de la zone à *Mantelliceras martimpreyi*.

La faune de *Turrilitidae*, rencontrée dans les dépôts cénomaniens de cette région, ne se trouve que dans la zone à *Schloenbachia varians* et n'atteint point la zone à *Acanthoceras rhotomagense*.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig.1. — Point fossilifère à *Turrilitidae*, sur la colline Amzalia (versant droit de la vallée Peştera).

Alb. = Albien ; *a*, sables et grès glauconieux. Cen. = Cénomanien ; *b*, conglomérat de base à *Turrilitidae* ; *c*, grès crayeux.

Fig.2. — Point fossilifère à *Turrilitidae*, sur la colline Sarapciculac (versant gauche de la vallée Peştera).

Alb. = Albien ; *a*, sables glauconieux. Cen. = Cénomanien ; *b*, conglomérat de base à *Turrilitidae*.

Fig.3. — Point fossilifère à *Turrilitidae*, sur le flanc SO du synclinal de Cuza-Vodă.

T. = Turonien ; *a*, sables avec du gravier, faiblement cimentés ; *b*, conglomérat. Sant. = Santonien ; *c*, grès calcaires, glauconieux et phosphatés.

Les *Turrilitidae* n'ont été trouvées que dans le Turonien.

Fig. 4. — Répartition des points fossilifères à *Turrilitidae* dans le Sud de la Dobrogea. 1. Seimenii-Mari ; 2. vallée de Celibichioi ; 3. Cuza-Vodă, flanc SO du synclinal ; 4. Cuza-Vodă, flanc SE du synclinal ; 5. colline de Simedrea ; 6. au SO de la gare Mircea-Vodă ; 7. versant ouest de la colline proche du village Remus-Opreanu ; 8. versant sud de la colline proche du village Remus-Opreanu ; 9. versant est de la colline proche du village Remus-Opreanu ; 10. colline d'Amzalia ; 11. colline d'Amzalia ; 12. rive sud du lac de Cochirleni ; 13. Ivrinezu-Mic ; 14. colline de Sarapciculac ; 15. colline dite Dealul Viilor ; 16. versant droit de la vallée d'Adamklissi — Ghiolpunar, le long de la route Şipote — Deleni ; 17. versant droit de la vallée d'Adamklissi — Ghiolpunar, en face du village de Şipote ; 18. colline de Ghioclemeş (forage exécuté par l'I.S.E.M.).

Fig.5. — Ligne lobaire de *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brongn.) ; 3,7 ×.

Fig.6. — Ligne lobaire de *Mariella* (*Mariella*) *cenomanensis* (Schlüter) ; 3,7 ×.

Fig.7. — Ligne lobaire de *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc) ; 3,7 ×.

Fig.8. — Ligne lobaire d'*Ostlingoceras* (*Ostlingoceras*) *puzosianum* (d'Orb.) ; 3,7 ×.

Planche I

Fig.9. — *Mariella* (*Mariella*) *gresslyi* (Pict. et Camp.). Exemplaire trouvé dans les sables glauconieux, albiens, de Seimenii-Mari (grandeur nature).

Fig. 10 et 11. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* (Brongn.). Deux exemplaires provenant du conglomérat de base, cénomanien, de la colline Sarapciculac (vallée de Peştera) (10 : grandeur nature ; 11 : réduit à 2/3).

Fig. 12 et 13. — *Mariella* (*Mariella*) *bergeri* var. *crassituberculata* Spath. Deux exemplaires du conglomérat de base, cénomanien, de la colline Sarapciculac (vallée de Peştera) (grandeur nature).

Fig. 14 à 16. — *Mariella* (*Mariella*) *miliaris* (Pict. et Camp.). Deux exemplaires du conglomérat de base, cénomanien, de la colline Sarapciculac (vallée de Peştera) (14 : grandeur nature ; 15 : le même exemplaire, grossi 2 × ; 16 : un autre exemplaire, grossi 2 ×).

Planche II

Fig. 17 à 20. — *Mariella* (*Mariella*) *miliaris* (Pict. et Camp.). 17—19 : exemplaires provenant du conglomérat de base, cénomanien, de la colline Sarapciculac (vallée de Peştera) (17 : grossi 2 × ; 18 et 19 : grandeur nature ; 20 : exemplaire du conglomérat turonien de Cuza-Vodă, montrant l'évolution vers *M.*(*M.*) *bergeri* (Brongn.), grandeur nature).

Fig. 21 et 22. — *Mariella* (*Mariella*) *essenensis* (Geinitz). Exemplaire provenant de la partie moyenne de l'horizon gréseux du Cénomanien de Şipote (21 : région ombilicale (grandeur nature) ; 22 : le même exemplaire, vu de profil ; 2 ×).

Fig. 23 à 26. — *Mariella* (*Mariella*) *cenomanensis* (Schlüter). Deux exemplaires provenant de la partie moyenne de l'horizon gréseux, du Cénomanien de Şipote (23 et 25 : grandeur nature ; 24 et 26 : mêmes exemplaires, vus de profil ; 2 ×).

Planche III

Fig. 27 et 28. — *Mariella* (*Mariella*) *cenomanensis* (Schlüter). Exemplaire de la partie moyenne de l'horizon gréseux, cénomanien, de Şipote (27 : grandeur nature ; 28 : même exemplaire, grossi 2 ×).

Fig. 29. — *Hypoturrilites carcitanensis* (Matheron). Exemplaire du conglomérat de base, cénomanien, de la colline d'Amzalia (vallée de Peştera) ; 2 ×.

Fig. 30 à 32. — *Hypoturrilites gravesianus* (d'Orb.) Exemplaire recueilli à la base de l'horizon gréseux, cénomanien, de la colline d'Amzalia (vallée de Peştera) (30 : région ombilicale (grandeur nature) ; 31 : même exemplaire, de profil (grandeur nature) ; 32 : idem, grossi 2 ×).

Fig. 33 et 34. — *Hypoturrilites tuberculatus* (Bosc). Exemplaire provenant de la partie moyenne de l'horizon gréseux, cénomanien, de Şipote (33 : grandeur nature ; 34 : le même, grossi 2 ×).

Fig. 35. — *Hypoturrilites mantelli* (Sharpe). Exemplaire recueilli à la partie moyenne de l'horizon gréseux, cénomanien, de Şipote (grandeur nature).

Planche IV

Fig. 36 à 40.— *Ostlingoceras* (*Ostlingoceras*) *puzosianum* (d'Orb.) (36, 38, 39 : trois exemplaires provenant du conglomérat de base, cénomanien, de la colline d'Amzalia (vallée de Peştera), grandeur nature ; 37 : exemplaire du conglomérat de base, cénomanien, de Remus-Opreanu, grandeur nature ; 40 : section polie à travers un exemplaire du conglomérat de base, cénomanien, de la colline d'Amzalia : *a*, contenu de la coquille constitué de grès glauconieux albien ; *b*, grès calcaire cénomanien, de l'extérieur de la coquille ; *c*, fragment de coquille de Lamellibranche remanié, de l'Albien, grandeur nature).

Fig. 41. — *Pseudhelicoceras quadrituberculatum* Spath. Exemplaire provenant du conglomérat turonien de Cuza-Vodă ; 2 × .

BIBLIOGRAFIE

1. * * * *Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма.* Под редакцией М. М. Москвина. Труды ВНИИГАЗ, Москва, 1959.
2. Basse E., *Ammonoidea*, in Piveteau J., *Traité de Paléont.* Masson, Paris, 1952, t.2.
3. Bayle E., *Fossiles principaux des terrains.* Explications de la Carte géologique de la France, Atlas, Paris, 1878, vol. IV, p. 1.
4. Boese E., *Algunas faunas cretacicas de Zacatecas, Durango y Guerrero.* Inst. geol. de Mexico, 1923, Bol. nr. 42.
5. Boule M., Lemoine P. et Thévenin A., *Céphalopodes crétacés des environs de Diégo-Suarez.* Ann. Pal., 1907, vol. II.
6. Breistroffer M., *Sur quelques Ammonites rares du Vraconien de France.* C.R. Soc. géol. France, 1936, vol. II.
7. — *Révision des Ammonites du Vraconien de Salazac (Gard).* Trav. Lab. géol. Grenoble, 1940, vol. XXII.
8. — *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre.* Trav. Lab. géol., Grenoble, 1947, vol. XXVI.
9. — *L'évolution des Turrilitidés albiens et cénomaniens.* C.R. hebd. Acad. Sci. France, 1953, t. 237.
10. Bubnoff S. von, *Geologie von Europa, Geologie der Erde.* Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1935.
11. Chiriac M., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de echinoide cretacice din Dobrogea de Sud.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie şi geografie, t.1—2, nr. 1, 1956.
12. Ciocîrdel R. şi Patrulius D., *Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei regiunii Canara-Năvodari (jud. Constanţa).* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de geologie, geografie, biologie, ştiinţe tehnice şi agricole, 1950, fasc. 2, 1951.
13. Collignon M., *Paléontologie de Madagascar. XIV. Les Céphalopodes du Cénomanien pyriteux de Diégo-Suarez.* Ann. Pal., 1928—1929, vol. XVII şi XVIII.
14. Diener C., *Ammonoidea neocretacea. Fossilum catalogus. I. Animalia.* Berlin, 1925, partea a 29-a.
15. Haug E., *Traité de géologie. Les périodes géologiques.* Armand Colin, Paris, 1927, vol. II, fasc.2.
16. Kossmat F., *Untersuchungen über die Südindische Kreideformation.* Beitr. Pal. Geol. Ost. Ung. Or., 1895—1898.
17. Macovei Gh., *Sur l'âge et la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale.* C.R. Inst. Géol. Roum., 1911, vol. 2.
18. Macovei Gh. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé.* Ann. Inst. Géol. Roum. 1934, vol. XVI.
19. Mirăuţă O. şi Mirăuţă E., *Cretacicul superior din Bazinul Babadag.* Dări de seamă Com. geol., 1960, nr. 43.
20. Müller S. a. Schenck H., *Standard of cretaceous system.* Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1943, vol. 27, nr. 3.
21. Nowak J., *Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen.* Bull. Internat. Acad. Sci. Cracovie, 1908, partea I; 1911, partea a II-a; 1912, partea a III-a.
22. — *Zur Bedeutung von Scaphites für die Gliederung der Ober-Kreide.* Verhandl. Geol. Reichsanst., 1916.
23. Orbigny A. d', *Paléontologie française. I. Terrains crétacés, Céphalopodes.* Paris, 1840—1841, vol. I.
24. * * * *Основы палеонтологии. Моллюски. Головоногие.* Госгеолтехиздат, Москва, 1958, t. II.
25. Pervinquière L.. *Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien.* Mém. Soc. géol. France Paléont., 1910, vol. XVII, nr. 42.
26. Pictet I. F. et Roux W., *Description des Mollusques fossiles qui se trouvent dans les grès verts des environs de Genève.* Geneva, 1847—1853.
27. Pictet I. F. et Campiche G., *Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix.* Geneva, 1861—1864, partea a 2-a.

28. Roman F., *Les Ammonites jurassiques et crétacées.* Masson, Paris, 1938.
29. Schlüter C., *Die Cephalopoden der oberen deutschen Kreide.* Palaeontographica, 1876, vol. XXIV.
30. Scott G., *Etudes stratigraphiques et paléontologiques des terrains crétacés du Texas.* Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble, 1927.
31. Seguenza I., *Studi geologici e paleontologici sul Cretaceo medio dell' Italia meridionale.* Atti Reale Acad. dei Lincei, 1882, seria a 3-a, t. XII.
32. Sharpe D., *Description of the fossil remains of Mollusca found in the Chalk of England. I. Cephalopoda.* Paleont. Soc., 1853—1857, nr. 7—9.
33. Simionescu I., *Le Néocrétacé de Babadag.* Acad. Roum. Bull. Sec. Sci., vol. II, 1914.
34. Spath L. F., *A monograph of the Gault Ammonoidea.* Palaeont. Soc., 1923—1943.
35. — *On the zones of the Cenomanian and the uppermost Albian.* Proc. Geol. Assoc., 1926, vol. 37.
36. Stoliczka F., *The fossil Cephalopoda of the cretaceous rocks of Southern India. Ammonitidae.* Pal. Ind., 1865, seria 1, vol. I.
37. Танков В., Страшимиров Б. и Димитрова Н., *Стратиграфска и палеонтоложка характеристина кредата и лютеса в Провадийско.* Годишник на Главната Дирекция за геоложки и минин проучивания, София 1952, отдел А, т. V.
38. Wright C. W. a. Wright E. W., *A survey of the fossil of the Chalk of Great Britain.* Palaeont. Soc., 1951, vol. CIV.
39. Wright C. W., in Moore C. R., *Treatise on Invertebrate Paleontology (L). Mollusca4.* Geological Society of America and University of Kansas Press, 1957.

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ASUPRA APELOR FREATICE DIN BAZINUL INFERIOR AL ARGEȘULUI

DE

E. LITEANU și T. BANDRABUR

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 12 mai 1959

INTRODUCERE

Regiunea cercetată este cuprinsă între o linie Singureni—Giurgiu la V, o linie Singureni—Copăceni—Buciumeni, la N, rîurile Dîmbovița și Argeș trasează limita estică, iar fluviul Dunărea — limita sudică.

Studiul de față constituie extensiunea spre S a cercetărilor hidrogeologice a zonei orașului București (14).

În trecut, regiunea care face obiectul prezentei comunicări a fost studiată de numeroși cercetători, dintre care citățm : Gh. Murgoci (16), Em. Protopopescu-Pache (18), Gh. Vîlsan (21), V. Mihăilescu (15) și E. Liteanu (8), (9), care au adus contribuții la cunoașterea alcătuirii geologice și a aspectelor geomorfologice ale acesteia. Pînă în prezent nu s-a elaborat vreun studiu hidrogeologic privind apele freatice din teritoriul menționat ; cercetarea de față vine să împlinească acest gol.

UNITĂȚILE GEOMORFOLOGICE ALE REGIUNII

Regiunea cercetată nu aparține unei singure unități morfologice ; ea ocupă extremitățile vestice ale Cîmpurilor Burnaz și Găvanu—Burdea, precum și partea sudică a Cîmpului Vlăsiei. În scopul înfățișării aspectelor generale, de distribuție a stratelor acvifere freatice, prezentăm în prealabil o descriere sumară a geomorfologiei și geologiei unităților componente.

Cîmpul Burnazului este delimitat, pe de o parte, de luncile Argeşului şi Neajlovului, pe de altă parte, de lunca Dunării, formînd astfel un teritoriu care se îngustează treptat de la V la E. Relieful Burnazului este aproape tabular şi numai din urmărirea cotelor acestuia se poate desprinde existenţa unei pante morfologice, dirijată în general SSV către NNE, pusă în evidenţă prin reţeaua hidrografică afluentă Argeşului. Faptul că o parte din reţeaua hidrografică se găseşte extinsă pînă aproape de marginea sudică a Burnazului constituie un indiciu asupra vechimii acestui relief.

Reţeaua hidrografică este caracterizată prin adîncirea activă a văilor, datorită eroziunii regresive exercitate de viiturile din apele meteorice. Porţiunile superioare ale văilor sînt seci; cursurile permanente apar numai din zonele în care talvegul văilor interceptează stratul acvifer freatic, pe care-l drenează.

Marginea nordică a Burnazului prezintă un versant abrupt taluzat, creat prin eroziunea laterală a Argeşului şi Neajlovului. Spre S, cîmpul ia contact succesiv cu o serie de trepte morfologice sculptate de Dunăre. Într-adevăr, de la Frăteşti pînă la Daia, cîmpul vine în contact cu terasa joasă (t_4), între Daia şi Prundul cu lunca, între Prundul şi Căscioarele, cu terasa înaltă (t_1), între Căscioarele şi Radovanu, cu terasa superioară (t_2).

Vechimea reliefului Burnazului, dedusă din considerentele morfologice mai înainte arătate, se confirmă prin argumente de ordin geologic. Într-adevăr, la alcătuirea geologică a Cîmpului Burnaz, iau parte depozite levantine şi depozite aparţinînd pleistocenului inferior şi mediu (8). Depozitele levantine debutează prin tufuri calcaroase cenuşii închis sau deschis, uneori alterate, acoperite de nisipuri gălbui-verzui, slab argiloase, peste care urmează marne cenuşii închis, uneori vinete, conţinînd o bogată faună de moluşte, care caracterizează levantinul.

Pleistocenul inferior este reprezentat printr-un orizont de nisipuri la bază cu pietrişuri, denumit „stratele de Frăteşti" şi atribuit st. prestianului. Din stratele de Frăteşti s-au recoltat, în numeroase puncte, resturi de *Archidiskodon meridionalis* Nesti, iar la Frăteşti, acest proboscidian a fost găsit asociat cu resturi de *Cervus* cf. *perrieri* Croiz (1), (2), (3), (4). Stratele de Frăteşti suportă argile cenuşii, uneori nisipoase, cu multe concreţiuni calcaroase, a căror extensiune spre marginea dunăreană a Burnazului se rezolvă în general în nisipuri fine. Ele pot fi bine urmărite în numeroase aflorimente de pe versantul nordic al acestui cîmp. Pachetul de depozite impermeabile a fost paralelizat cu „complexul marnos" din zona oraşului Bucureşti, atribuit pleistocenului mediu (8).

Argilele pleistocen medii sînt acoperite de o manta groasă de depozite loessoide de 25—40 m, constituite din prafuri argiloase slab nisipoase brune-gălbui, în care se intercalează două-trei benzi cărămizii-roşcate, fiecare avînd la bază un nivel de concreţiuni calcaroase. Vîrsta depozitelor loessoide nu a putut fi întemeiată pe argumente paleontologice. Pe baza poziţiei lor stratigrafice, ele au fost atribuite unui interval mai larg, care include partea superioară a pleistocenului mediu şi partea inferioară a pleistocenului superior (10).

După cum am menționat mai înainte, Cîmpul Burnaz vine în contact succesiv spre Dunăre cu o serie de trepte morfologice, respectiv terasele superioare (t_1, t_2), terasa joasă (t_4) și lunca. Datele recente de foraj au pus în evidență faptul că toate terasele Dunării sînt caracterizate prin acumulări importante de aluviuni, acoperite de depozite deluvial-proluviale din ce în ce mai groase, de la cele inferioare către cele superioare. Astfel, aluviunile teraselor Dunării sînt alcătuite din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, groase de 5—10 m, care trec spre partea superioară la o granulometrie mai fină. Depozitele aluvionare sînt acoperite de acumulări proluviale de tip loessoid, mai subțiri și predominant nisipoase pe terasele inferioare și, în general, mai groase și precumpănitor prăfoase pe terasele superioare.

Lunca Dunării este constituită din depozite de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri la bază, groase de 5—15 m, acoperite de nisipuri, argile nisipoase și mîluri cu intercalații de turbă, a căror grosime este de 5—10 m.

Cîmpul Găvanu—Burdea, din cadrul regiunii cercetate, este cuprins între lunca Argeșului la E și terasele Neajlovului la S și prezintă o pantă morfologică dirijată de la VNV către ESE, sens după care cotele descresc de la +90 m la S de Popești, pînă la +75 m la V de Grădiștea.

Marginea dinspre NE a cîmpului este marcată de un versant abrupt taluzat, creat prin eroziunea laterală a Argeșului, în timp ce spre S acesta coboară în trepte — terasele rîului Neajlov. Sistemul de terase al acestui rîu cuprinde trei nivele, cel superior cu o altitudine relativă de 15—20 m, cel mediu de 8—12 m și cel inferior de 2—5 m. Terasa superioară a fost urmărită începînd de la Singureni pînă în dreptul localității Cenușari, de unde dispare spre E; ea are o lățime de 2—3 km, îngustîndu-se numai la N de Crîngurile.

În partea vestică a regiunii studiate, terasa medie a Neajlovului este cuprinsă între taluzul terasei superioare și luncă, terasa inferioară fiind absentă. Pe podul terasei medii, limitrof luncii, se înalță un larg martor de eroziune, desprins din Cîmpul Găvanu—Burdea, în care sînt săpate două trepte bine distincte; altitudinea treptei superioare corespunde cu cea a cîmpului, iar treapta inferioară are o cotă echivalentă cu a terasei superioare. Datorită poziției mai înainte amintite a martorului de eroziune, podul terasei medii prezintă o formă asemănătoare unui culoar. Terasa inferioară apare la extremitatea sud-estică a cîmpului menționat și se poate urmări de la E de Brăniștari, pe o fîșie îngustă de 100—1 000 m, pînă la E de Budeni.

Pe baza paralelizării altitudinilor relative, se poate afirma că terasele Neajlovului din zona de confluență se racordează cu sistemul de terase al Argeșului.

Din cercetarea aflorimentelor de pe versantul dinspre Argeș al Cîmpului Găvanu—Burdea ar reieși că la alcătuirea geologică a acestuia iau parte nisipuri acoperite de depozite loessoide. În malul drept al Argeșului, imediat la V de Adunații—Copăceni, se poate constata o succesiune litologică reprezentativă pentru acest cîmp: la bază, un banc gros de 5—10 m, constituit din nisipuri mărunte și mijlocii, necoezive, gălbui, cu elemente de pietrișuri mici și cu o intercalație de argilă cenușie închis,

în care abundă concreţiuni calcaroase. Aceste nisipuri par să reprezinte extensiunea spre V a orizontului nisipurilor de Mostiştea, de vîrstă rissiană (8). Bancul de nisipuri suportă un pachet gros de 20—25 m de depozite loessoide, constituite din prafuri argiloase, slab nisipoase, brune-gălbui, între care se intercalează două benzi cărămizii-roşcate, cu concreţiuni calcaroase. Depozitele loessoide au fost atribuite unui interval stratigrafic cuprins între Riss-Würm—Würm (14).

Acumulările aluvionare ale teraselor Neajlovului sînt reprezentate la bază prin nisipuri mărunte şi mijlocii, cu pietrişuri, groase de 3—5 m, acoperite de prafuri argiloase-nisipoase de origine proluvială, gălbui, uneori cenuşii-roşcate, a căror grosime variază între 3 şi 7 m.

Lunca Neajlovului este constituită din nisipuri şi pietrişuri mărunte, cenuşii, acoperite de aluviuni recente, alcătuite din nisipuri, prafuri nisipoase şi mîluri.

Cîmpul Vlăsiei este delimitat la E de rîul Dîmboviţa, iar la V de terasele Argeşului. În cuprinsul regiunii studiate, Cîmpul Vlăsiei prezintă cote ce descresc de la NNV spre SSE între 60 şi 50 m, punînd în evidenţă o uşoară pantă morfologică orientată în aceeaşi direcţie. Înfăţişarea Cîmpului Vlăsiei este în general netedă, aspectul său tabular fiind slab tulburat de reţeaua hidrografică minoră şi de prezenţa unei zone de crovuri în partea sudică. Urmărind profilele longitudinale ale reţelei hidrografice minore, se constată că ele încep să se adîncească sensibil abia în porţiunea inferioară a cursului lor, unde capătă un caracter permanent, datorită drenării stratelor acvifere freatice. Este de subliniat faptul că atît valea Cîlnăului, cît şi valea Cociocului, îşi încheie cursul prin formarea unor lacuri în zona lor de confluenţă. Apariţia lacurilor de confluenţă dintre văile cu originea în cîmpie şi cele cu obîrşia în regiunea de orogen reflectă procesul de subsidenţă care a afectat Cîmpia Română orientală în holocen (14).

Pe partea stîngă a rîului Argeş se constată prezenţa a două nivele de terasă : un nivel mediu cu o altitudine relativă de 8—12 m şi un nivel inferior, a cărui altitudine relativă este de 2—5 m. Nivelul mediu, cunoscut în dreptul comunei Vidra sub denumirea de „Dealul Viilor", se continuă spre SE cu caractere morfologice clare pînă la Hereşti, de unde spre E se mai disting unele petice care eventual ar putea aparţine acestui nivel.

Terasa inferioară are o extensiune continuă, sub forma unei benzi înguste, pînă în dreptul comunei Ciocoveni, de unde dispare spre E, fiind îndepărtată prin eroziune, cu excepţia unor fragmente neînsemnate, vizibile în dreptul comunelor Miloşeşti şi Gruiu.

La alcătuirea geologică a Cîmpului Vlăsiei iau parte orizontul nisipurilor de Mostiştea, care suportă pietrişurile de Colentina, acoperite la rîndul lor de o manta de depozite loessoide. Datele obţinute din forajele executate pe Cîmpul Vlăsiei au dovedit că orizontul nisipurilor de Mostiştea se întîlneşte pînă în partea de S a acestui cîmp cu aceleaşi caractere litologice descrise din Cîmpul Găvanu—Burdea. Aceleaşi foraje au pus în evidenţă faptul că pietrişurile de Colentina, de vîrstă würmiană se extind din zona oraşului Bucureşti spre S, cuprinzînd întregul teritoriu al acestei unităţi morfologice.

Seria pleistocenului se încheie cu o manta de depozite loessoide groase de 10—20 m, alcătuite din prafuri argiloase slab nisipoase, gălbui sau gălbui-cafenii, cu concrețiuni calcaroase.

În ceea ce privește terasele Argeșului, menționăm că acumulările lor sînt reprezentate prin nisipuri cu pietrișuri, cenușii, în structură încrucișată, groase de 3—5 m. Acestea sînt acoperite de depozite proluviale de tip loessoid, constituite din prafuri argiloase-nisipoase, gălbui închis, cu rare concrețiuni calcaroase ; ele au o grosime de 3—5 m pe terasa medie și de 1—3 m pe terasa inferioară. Terasele Argeșului au fost atribuite holocenului inferior, pe considerentul că ele au fost săpate într-un cîmp la alcătuirea căruia iau parte pietrișurile de Colentina, de vîrstă würmiană.

Lunca Argeșului este de asemenea alcătuită la bază din pietrișuri cu nisipuri cenușii, peste care se succed aluviuni tinere, predominînd cele nisipoase. Grosimea totală a aluviunilor luncii variază între 8 și 12 m.

HIDROGEOLOGIA REGIUNII

Din descrierea geologică a regiunii studiate a reieșit faptul că la alcătuirea acesteia iau parte depozite permeabile, care pot acumula importante cantități de ape subterane. În lucrarea de față, ne ocupăm numai de stratele acvifere freatice existente în fiecare din unitățile geomorfologice menționate.

Pentru întocmirea hărții hidrogeologice a regiunii am luat în considerare nivelul hidrostatic al apelor freatice, care a fost reprezentat cartografic, pe de o parte prin hidroizohipse cu echidistanța de 5 m și, pe de altă parte, prin hidroizobate, după scara 0—2 m ; 2—5 m ; 5—10 m ; 10—15 m ; 15—20 m ; > 20 m (fig. 6).

Întrucît în cadrul regiunii s-a constatat prezența unor orizonturi acvifere freatice care diferă între ele, fie prin vîrsta depozitelor în care ele sînt cantonate, fie prin tipul genetic al depozitelor permeabile sau uneori prin treapta de relief în care ele s-au acumulat, a apărut necesitatea delimitării unor raioane hidrogeologice pe criteriile geologice și geomorfologice prezentate în paragraful anterior.

Caracterizarea apelor freatice pe criterii hidrochimice a constituit obiectul unei preocupări separate, concretizată prin harta hidrochimică, anexată (fig. 7).

HIDROGEOLOGIA CÎMPULUI BURNAZ

În Cîmpul Burnaz, apele freatice sînt acumulate în stratele de Frățești. Față de faptul că aluviunile din terasele înaltă și superioară ale Dunării sînt situate la cote puțin denivelate, în raport cu stratele de Frățești, se poate afirma că în această unitate morfologică se extinde un singur orizont acvifer freatic.

Din studiul hidroizohipselor regiunii, reiese că stratul acvifer freatic circulă sub un regim liber, după o direcție orientată în general de la V

spre E ; la limita vestică a regiunii hidroizohipsele ating cota maximă de 70 m, în timp ce la partea estică, aceasta descreşte la 20 m, fapt ce conferă suprafeţei de depresiune a stratului acvifer freatic un gradient mediu de 0,001.

Acţiunea principală de drenare a stratului acvifer freatic a fost creată de taluzele care mărginesc, atît spre N cît şi spre S, Cîmpul Burnaz şi se reflectă în inflexiunea puternică a hidroizohipselor, care indică astfel direcţii de curgere consecvente acestei acţiuni. Valea Zboiului, a cărei albie este situată la contactul dintre cîmp şi terasa înaltă, exercită de asemenea o acţiune de drenare asupra stratului acvifer freatic, însă de o importanţă secundară.

Fenomenul de drenare a stratului acvifer freatic din Cîmpul Burnaz este pus hidrogeologic în evidenţă prin apariţia a două linii de izvoare : una pe marginea sudică a Burnazului şi alta pe cea nordică. Pe versanţii văii Zboiului nu s-a semnalat existenţa unor asemenea linii de izvoare, datorită faptului că ele sînt mascate de depozitele deluviale groase.

Debitele izvoarelor care apar pe marginea sudică a Burnazului variază între 0,5 şi 4 l/s, iar cele de pe marginea nordică sînt mai reduse, de 0,3—2 l/s. Din forajele pentru alimentarea cu apă executate pe Cîmpul Burnaz, care au captat apele subterane cantonate în stratele de Frăteşti s-au obţinut debite cuprinse între 5 şi 15 m^3/h.

Privitor la hidroizobatele unităţii morfologice studiate, nu a fost posibil să separăm decît pe cea maximă, întrucît adîncimea nivelului hidrostatic pe cîmp are o valoare medie de circa 30 m. Adîncimile mai mari (35—40 m) ale acestui strat acvifer freatic au fost întîlnite către marginile Burnazului, unde ele au apărut ca efect al drenajului puternic exercitat de luncile Dunării şi Argeşului.

Acumulările de ape subterane din stratele de Frăteşti sînt generate local din precipitaţiile atmosferice şi, totodată, ele primesc un aflux de ape important, dintr-o zonă de alimentare situată spre V, în bazinul hidrografic mediu al Vedei.

Pe teritoriul de la SV şi V de comuna Uzunul se constată existenţa unui strat acvifer freatic cantonat în depozitele loessoide, suprapus orizontului acvifer care circulă în stratele de Frăteşti. Extensiunea acestui strat acvifer coincide cu zona în care depozitele loessoide se găsesc depuse peste depozitele impermeabile aparţinînd complexului marnos. Din cauza acestei particularităţi litologice, apele meteorice nu mai au posibilitatea de a se infiltra în adîncime, generînd astfel lentile largi de ape freatice. Acest strat acvifer se întîlneşte la adîncimi care variază între 2 şi 15 m şi este caracterizat printr-un debit redus. În raport cu necesităţile de alimentare cu apă, se constată că în raza comunelor Uzunul, Schitul Vlaşin, etc. se întîlnesc puţuri foarte apropiate, de adîncimi diferite, dintre care unele exploatează stratul freatic din depozitele loessoide, iar altele — apele subterane din stratele de Frăteşti.

În vederea stabilirii caracterelor hidrochimice ale apelor freatice cantonate în stratele de Frăteşti, s-au recoltat un număr de 24 probe de apă, ale căror compoziţii chimice au fost înscrise în tabloul nr. 1.

Tabloul nr. 1

Compoziţia chimică a apelor freatice din raionul hidrologic al Cîmpului Burnaz

Punctul de recoltare	Mineralizaţia totală g/kg	Anioni															Cationi																	
		Cl^-			SO_4^{2-}			NO_3^-			NO_2^-			HCO_3^-			N_a^+			NH_4^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}			Fe^{2+}			H_2SiO_3			CO_2		
		g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e
Com. Frasinul	1,1563	0,0106	0,2989	1,57	0,0325	0,6904	3,44	0,0100	0,1663	0,55	—	—	—	0,7626	12,7564	45,10	0,1037	4,5105	11,40	—	—	—	0,0932	4,7587	16,55	0,0573	4,6356	17,025	0,002	0,0072	0,025	0,0272	—	—	0,0572	—	—
Şos. Bucureşti — Giurgiu bifurcaţia Uzun	0,9071	0,0115	0,3252	1,45	0,0082	0,1707	0,775	0,0200	0,3225	1,475	—	—	—	0,6152	10,4500	46,30	0,0424	1,8436	8,45	—	—	—	0,0721	3,5000	16,50	0,0664	5,9105	25,00	0,0004	0,0143	0,065	0,0181	—	—	0,0528	—	—
Sat. Uzun SV	0,6776	0,0162	0,4573	2,775	0,0082	0,1707	1,05	0,0400	0,5450	3,90	—	—	—	0,4271	7,1000	42,275	0,0023	0,1016	0,56	—	—	—	0,0842	4,2000	25,45	0,0483	3,9679	24,00	0,0001	0,0035	0,002	0,0207	—	—	0,0305	—	—
Şos. Giurgiu — Bucureşti km 40,150	1,1183	0,0071	0,2002	0,695	0,0041	0,0854	0,305	urme	—	—	—	—	—	0,8113	13,1978	49,00	0,0706	3,0708	11,25	—	—	—	0,0922	4,5008	17,00	0,0718	5,9046	21,725	0,0002	0,0072	0,0025	0,0310	—	—	0,030	—	—
Com. Meletie	1,0861	0,0266	0,7295	2,73	0,0226	0,4705	1,77	—	—	—	—	—	—	0,7321	12,000	45,50	0,1032	4,4877	16,95	—	—	—	0,0842	4,2000	15,91	0,0543	4,4655	16,92	0,0016	0,0573	0,21	0,0285	—	—	0,0330	—	—
Com. Pietrele	1,4932	0,0638	1,8000	4,803	0,0790	0,6447	4,40	0,0700	1,1289	3,05	—	—	—	0,8511	13,950	37,725	0,1822	0,9196	20,25	—	—	—	0,0862	4,3000	12,60	0,0766	6,2933	17,12	0,0003	0,0107	0,03	0,0246	—	—	0,0596	—	—
Com. Prundul	1,0909	0,0213	0,6000	2,30	0,0197	0,4101	1,55	0,0200	0,3225	1,15	—	—	—	0,7169	11,7500	45,00	0,1219	5,2999	20,20	—	—	—	0,0761	3,8000	14,50	0,0483	3,9720	15,26	0,0003	0,0107	0,04	0,0246	—	—	0,0418	—	—
Sat. Ciurari	0,9822	0,0319	0,9000	3,59	0,0123	0,2561	1,05	0,0060	0,0968	0,40	—	—	—	0,6528	10,700	45,00	0,1051	4,5713	18,85	—	—	—	0,0952	4,7500	19,75	0,0320	2,6316	11,40	urme	—	—	0,0337	—	—	0,0132	—	—
Com. Crucea-de-Piatră	0,9405	0,0213	0,6000	2,74	0,0369	0,7103	3,46	0,0500	0,8063	3,60	—	—	—	0,5490	9,0000	40,20	0,0771	3,3563	15,00	—	—	—	0,0871	4,3500	19,50	0,0422	3,4703	15,50	urme	—	—	0,0285	—	—	0,0484	—	—
Com. Daia N	1,0518	0,0177	0,5000	1,85	0,0453	0,9431	3,55	0,0200	0,3225	1,10	—	—	—	0,7016	11,5000	43,50	0,1149	4,9941	18,65	—	—	—	0,0561	2,8000	10,60	1,0664	5,4605	20,70	0,0003	0,0110	0,04	0,0207	—	—	0,0088	—	—
Com. Uzunul	1,2003	0,0673	1,9001	5,60	0,0617	1,2845	4,125	0,0700	1,1289	3,625	—	—	—	0,6894	11,3000	36,65	0,0614	2,6675	8,50	—	—	—	0,1102	5,5000	17,70	0,0905	7,4424	23,765	0,0001	0,0036	0,035	0,0233	—	—	0,0264	—	—
Gara Mihai Bravu	1,0642	0,0266	0,7600	2,90	0,0177	0,3535	1,425	—	—	—	—	—	—	0,7230	11,8500	45,675	0,1407	6,1175	23,75	—	—	—	0,0521	2,6000	10,00	0,0516	4,2434	16,225	0,0002	0,0076	0,025	0,0259	—	—	0,0264	—	—
Com. Băneasa N	0,9165	0,0180	0,5081	2,175	0,0082	0,1734	0,74	0,0060	0,0968	0,41	—	—	—	0,6528	10,7000	46,675	0,0217	3,5542	15,50	—	—	—	0,0792	3,9500	17,20	0,0482	3,9676	17,285	0,0001	0,0035	0,015	0,0207	—	—	0,0616	—	—
Com. Pietrele	1,0274	0,0180	0,5076	2,37	0,0144	0,2998	1,44	0,0080	0,1290	0,54	—	—	—	0,6710	10,9981	45,65	0,1014	4,4125	18,40	—	—	—	0,0681	3,3982	14,25	0,0501	4,1201	17,35	0,0001	0,0037	0,015	0,0259	—	—	0,0704	—	—
Com. Daia izv. v. Olăresei	1,2626	0,0225	0,6346	2,085	0,0196	0,4080	1,36	—	—	—	—	—	—	0,8631	14,1460	46,555	0,1311	5,7040	18,80	—	—	—	0,0879	4,3873	14,45	0,0615	5,0577	16,65	0,0009	0,0396	0,10	0,0082	—	—	0,0673	—	—
Com. Mironeşti	0,9667	0,0284	0,8000	3,38	0,0123	0,2561	1,08	0,0300	0,4833	2,04	—	—	—	0,6284	10,3000	43,50	0,0593	2,5811	10,90	—	—	—	0,0862	4,3000	17,80	0,0603	4,9588	21,30	urme	—	—	0,0310	—	—	0,0300	—	—
Com. Mironeşti — NNV	0,8702	0,0090	0,2540	1,415	0,0165	0,3435	1,915	—	—	—	—	—	—	0,5125	8,4000	46,67	0,0527	2,7251	15,15	—	—	—	0,0361	1,8000	10,00	0,0543	4,4654	24,815	0,0002	0,0078	0,035	0,0129	—	—	0,176	—	—
Com. Pueni	1,1033	0,0213	0,0006	2,20	0,0300	0,6245	2,30	—	—	—	—	—	—	0,7513	12,5643	45,50	0,1074	4,4216	17,30	—	—	—	0,0842	4,2011	15,50	0,0567	4,5628	17,20	0,0001	0,0035	—	0,0259	—	—	0,0264	—	—
Com. Greaca	0,7328	0,0072	0,2032	1,12	0,0082	0,1707	0,85	0,0200	0,3225	1,78	—	—	—	0,5125	8,4000	46,25	0,0487	2,1191	11,55	—	—	—	0,0701	3,5000	19,30	0,0422	3,4703	19,11	0,0002	0,0070	0,04	0,0171	—	—	0,0066	—	—
Com. Căscioarele	1,7652	0,2021	5,7000	12,30	0,1712	3,5642	7,80	0,1300	2,0965	4,35	—	—	—	0,7230	11,8500	25,55	0,1255	5,4586	11,70	—	—	—	0,2174	10,8500	23,50	0,0838	6,8914	18,775	0,0003	0,0107	0,025	0,0233	—	—	0,0836	—	—
Com. Greaca 6 km	0,9972	0,1242	3,5000	13,75	0,0122	0,2560	0,98	urme	—	—	—	—	—	0,5490	9,000	35,27	0,0851	3,7701	14,75	—	—	—	0,0942	4,7000	18,50	0,0519	4,2681	16,70	0,0003	0,0178	0,05	0,0181	—	—	0,0616	—	—
Com. Greaca	0,8231	0,0255	0,7200	3,80	0,0123	0,2561	1,30	—	—	—	—	—	—	0,5246	8,6000	44,90	0,0359	1,5617	8,20	—	—	—	0,0822	4,1000	21,40	0,0476	3,9144	2,40	—	—	—	0,0246	—	—	0,0704	—	—
Com. Căscioarele	0,8488	0,0159	0,4500	2,30	0,0082	0,1707	0,90	—	—	—	—	—	—	0,5551	9,1000	46,80	0,0697	3,010	15,60	—	—	—	0,0651	3,2500	16,70	0,0410	3,3717	17,40	0,0019	0,0680	0,30	0,0259	—	—	0,0660	—	—
Com. Chirnogi 200 m V	0,8143	0,6180	0,5076	2,60	0,0132	0,2748	1,40	—	—	—	—	—	—	0,5490	8,9985	46,00	0,1213	5,4500	28,00	—	—	—	0,0381	1,9012	9,75	0,0295	2,4260	12,25	0,0001	0,0037	0,0137	0,0103	—	—	0,0308	—	—

Din reprezentarea grafică a acestor compoziții chimice, în diagrama Tolstihin (fig. 1) am ales compoziția chimică medie reprezentativă pentru apele freatice din stratele de Frătești, care a fost redată în tabloul nr. 2.

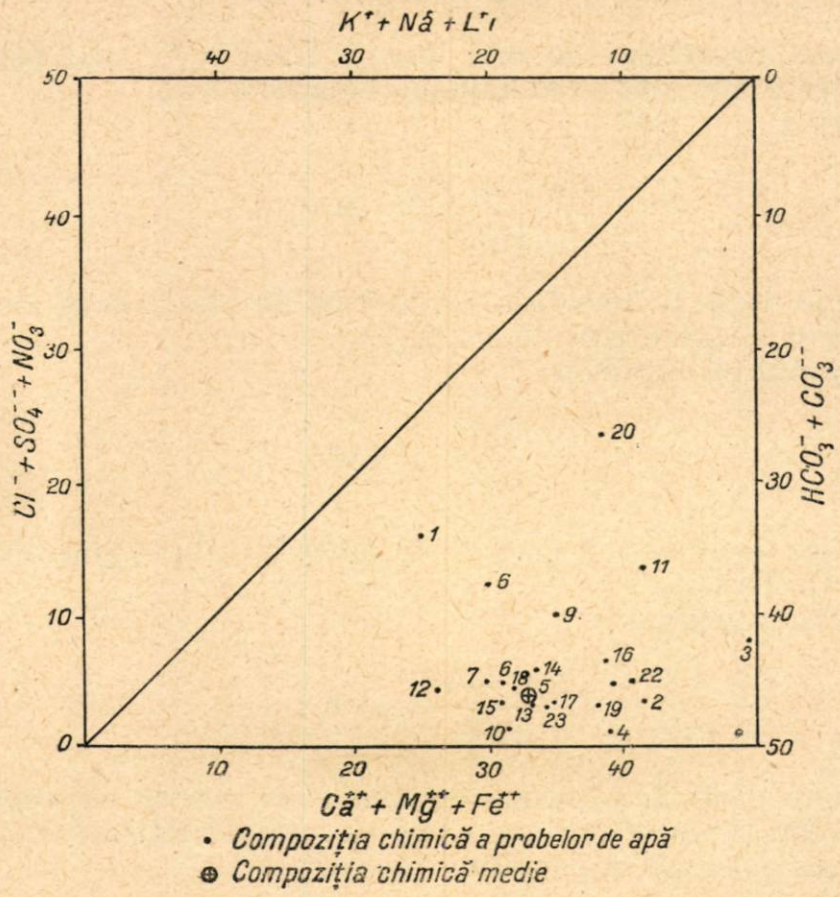


Fig. 1. — Diagrama Tolstihin a apelor freatice din Cîmpul Burnaz.

Tabloul nr. 2

Compoziția chimică medie a apelor freatice din stratele de Frătești

Anioni și cationi	g/kg	me	% e
Cl^-	0,0230	0,6496	2,56
SO_4^{2-}	0,0200	0,4164	1,64
NO_3^-	0,0100	0,1613	0,64
HCO_3^-	0,7000	11,4740	45,16
Na^+	0,1000	4,3470	17,11
Ca^{2+}	0,0849	4,2423	16,71
Mg^{2+}	0,0500	4,1120	16,18
Total	0,9879	25,4026	100,00

Pentru a stabili participarea diferiților ioni la formarea echilibrului salin, am calculat valorile următoarelor raporturi hidrochimice :

$$\frac{HCO_3^-}{Cl^- + SO_4^{2-} + NO_3^-} = 9{,}35$$

Valoarea raportului de mai înainte fiind mult mai mare decît 1, reiese că aceste ape sînt predominant bicarbonatate.

Raportul

$$\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{HCO_3^-} = 0{,}73$$

fiind mai mic decît 1, dovedește că alături de bicarbonați alcalino-teroși este prezent și bicarbonatul de sodiu.

Din faptul că raportul

$$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 1{,}05$$

este mai mare decît 1, urmează că în suma bicarbonaților alcalino-teroși predomină $Ca(HCO_3)_2$.

Valoarea raportului

$$\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}} = 8{,}9$$

fiind mai mare decît 1, pledează de asemenea pentru existența bicarbonaților de sodiu în apele subterane din stratele de Frătești.

Pe baza mărimii raportului

$$\frac{Na^+}{Cl^-} = 6{,}67$$

care depășește unitatea, se poate admite prezența SO_4Na_2 și totodată absența $MgCl_2$ în compoziția chimică a acestei ape freatice.

Valoarea raportului

$$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

denotă absența clorurilor de magneziu și de calciu.

Raportul

$$\frac{(SO_4^{2-} + Cl^-) - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

indică absența SO_4Ca.

Pe baza acestor caractere, am stabilit compoziția medie a sărurilor conținute în apele freatice din raionul hidrogeologic Burnaz, care a fost înscrisă în tabloul nr. 3.

Tabloul nr. 3

Compoziția chimică medie în săruri a apelor freatice din Cîmpul Burnaz

Săruri	g/kg	me	% e
NaCl	0,0379	1,2992	5,110
Na_2SO_4	0,0296	0,8328	3,270
$Na\ HCO_3$	0,2768	6,5620	25,870
$Ca\ (NO_3)_2$	0,0132	0,3226	1,260
$Ca\ (HCO_3)_2$	0,3321	8,1620	32,130
$Mg\ Cl_2$	—	—	—
$Mg\ (HCO_3)_2$	0,3022	8,2240	32,360
Total	0,9918	25,4026	100,00

Din această compoziție chimică medie reiese că la formarea echilibrului salin participă într-o proporție de peste 90% bicarbonații alcalini și alcalino-teroși.

Prezența nitraților de calciu și în apele subterane din stratele de Frătești aduce o contribuție la lămurirea problemei deschise de E. C a z i m i r și V. P a ș c a (6), care au semnalat pentru prima dată ionul NO_3^- în apele lacului Comana și în fîntînile din comuna cu același nume.

Faptul că balta Comana și rîul Neajlov sînt alimentate din izvoarele care apar din stratele de Frătești constituie o indicație asupra originii ionului NO_3^- din compoziția chimică a acestor ape superficiale.

Mineralizația redusă a apelor freatice din stratele de Frătești, ca și predominarea bicarbonaților pledează pentru utilizarea lor ca ape potabile.

Forma echilibrului salin și distribuția acestuia în raionul hidrogeologic Burnaz au fost reprezentate cartografic în harta hidrochimică anexată (fig. 7).

HIDROGEOLOGIA CÎMPULUI GĂVANU – BURDEA

Stratul acvifer freatic din Cîmpul Găvanu — Burdea este cantonat în orizontul nisipurilor de Mostiștea, extinzîndu-se și în sectorul teraselor Neajlovului.

Apele freatice au o direcție de curgere orientată aproximativ VNV—ESE, pusă în evidență prin alura hidroizohipselor care se îndesesc spre NNE, ca efect al acțiunii de drenaj exercitată de lunca Argeșului și se răresc spre S, datorită drenajului mai slab al luncii Neajlovului.

În partea vestică a regiunii studiate, pe Cîmpul Găvanu — Burdea, cota nivelului hidrostatic al stratului acvifer freatic este de 80 m; aceasta descrește pînă la 50 m, la Grădiștea, atribuind suprafeței de depresiune un gradient mediu de 0,0027.

Hidroizobatele stratului acvifer din Cîmpul Găvanu — Burdea prezintă în partea centrală valori cuprinse între 2 şi 5 m, care cresc însă spre marginile acestuia, astfel încît la Grădiştea ele depăşesc adîncimea de 20 m. Pe terasa superioară a Neajlovului, se constată hidroizobata de 5—10 m, limitată spre terasa inferioară de hidroizobata de 10—15 m.

Aparițiile la zi ale stratului acvifer freatic menționat sînt relativ rare, fiind mascate de depozite deluviale ; ele se întîlnesc la baza versantului Cîmpului Găvanu — Burdea şi pe taluzul terasei medii a Neajlovului, la contactul lor cu lunca. Din măsurarea fluxului unora dintre aceste izvoare au rezultat debite cuprinse între 0,2 şi 0,4 l/s. Din forajele pentru alimentare cu ape freatice executate pe Cîmpul Găvanu — Burdea s-au înregistrat debite variabile între 5 şi 10 m^3/h.

Alimentarea stratului acvifer menționat are loc pe seama precipitațiilor atmosferice şi din apele superficiale care se infiltrează de-a lungul văilor mai adînci în orizontul nisipurilor de Mostiştea.

Rezultatele analizelor chimice ale probelor recoltate din raionul hidrogeologic aparținînd Cîmpului Găvanu — Burdea au fost redate în tabloul nr. 4.

Compozițiile chimice menționate au fost înscrise în diagrama Tolstihin (fig. 2), care a permis astfel alegerea unei compoziții chimice medii a apelor freatice din raionul hidrogeologic menționat (tabloul nr. 5).

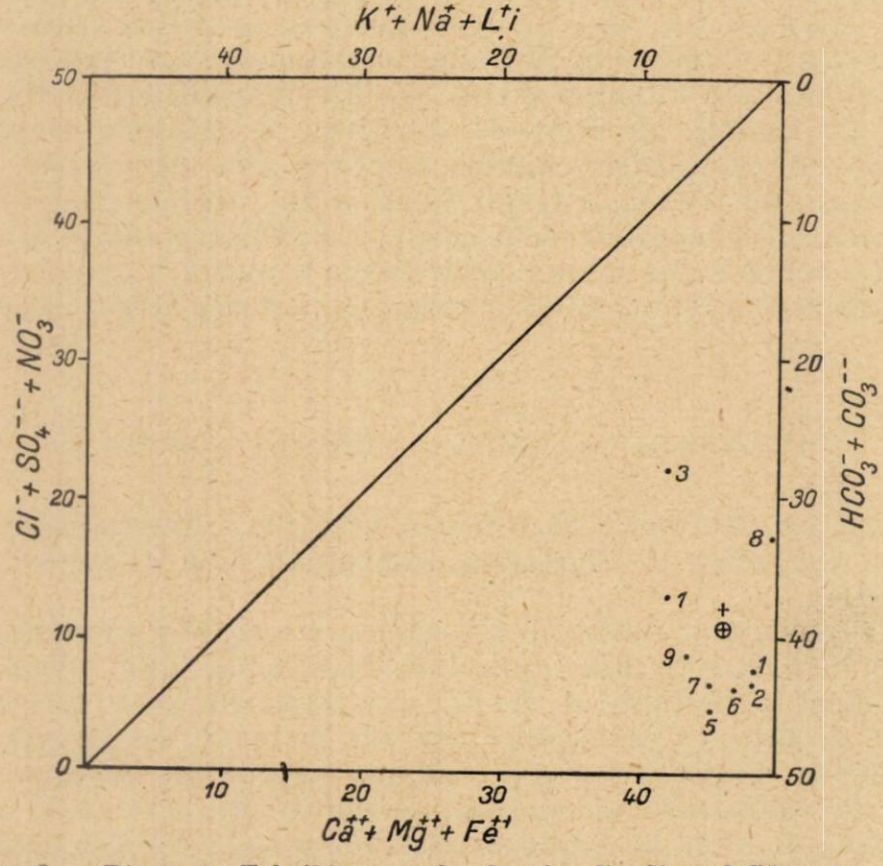


Fig. 2. — Diagrama Tolstihin a apelor freatice din Cîmpul Găvanu—Burdea.

Tabloul nr. 4

Compoziția chimică a apelor freatice din raionul hidrogeologic al Cîmpului Găvanu – Burdea

Punctul de recoltare	Mineralizația totală g/kg	Anioni															Cationi																	
		Cl^-			SO_4^{2-}			NO_3^-			NO_2^-			HCO_3^-			Na^+			NH_4^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}			Fe^{2+}			H_2SiO_3			CO_2		
		g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Com. Mogoșești	0,7863	0,0284	0,8000	4,12	0,0082	0,1707	0,88	0,0300	0,4838	2,50	—	—	—	0,5003	8,2000	42,5	0,0087	0,3806	1,97	—	—	—	0,1162	6,8000	30,01	0,0422	3,4704	18,00	0,0001	0,0035	0,02	0,0215	—	—	0,0308	—	—
Com. Popești	0,7182	0,0220	0,6204	3,4	0,0152	0,3164	1,7	0,0160	0,2580	1,4	—	—	—	0,4819	7,9000	43,5	0,0093	0,4054	2,3	—	—	—	0,0862	4,3013	23,6	0,0531	4,3667	24,00	0,0006	0,0214	0,1	0,0207	—	—	0,0132	—	—
Com. Cornetu	0,6962	0,0483	1,3705	7,85	0,0868	1,8071	10,27	0,0400	0,6451	3,70	—	—	—	0,2989	4,8977	28,05	0,0317	1,3783	7,90	—	—	—	0,1162	5,7969	33,20	0,0187	1,5378	8,80	0,0002	0,0074	0,425	0,0155	—	—	0,0396	—	—
Com. Cornetu	0,7181	0,0144	0,4061	2,32	0,0889	1,8508	10,60	urme	—	—	—	—	—	1,3965	6,4989	37,10	0,0337	1,4649	8,35	—	—	—	0,1102	5,4990	31,40	0,0217	1,7845	10,225	0,0002	0,0074	0,425	0,0129	—	—	0,0396	—	—
Com. Brănișteri	0,8301	0,0106	0,2989	1,57	0,0325	0,6765	3,44	—	—	—	—	—	—	0,5429	8,8985	45,00	0,0243	1,0558	5,8	—	—	—	0,0892	4,4514	22,5	0,0531	4,3667	22,2	urme	—	—	0,0259	—	—	0,0516	—	—
Șos. București—Giurgiu 1,5 km N Călugăreni	0,2257	0,0071	0,2002	4,92	0,0025	0,0520	1,315	urme	—	—	—	—	—	0,1098	1,7997	43,765	0,0024	0,1048	2,55	—	—	—	0,0280	1,3972	34,05	0,0066	0,5427	13,25	0,0002	0,0072	0,15	0,0207	—	—	0,0484	—	—
Com. Cringuri	0,8528	0,0355	1,0000	4,772	0,0206	0,4289	2,05	0,0020	0,0323	0,175	—	—	—	0,5491	9,0000	43	0,0247	1,0774	5,15	—	—	—	0,0882	4,4000	21	0,0603	4,9588	23,7	0,0007	0,0250	0,15	0,0233	—	—	0,0484	—	—
Com. Moșteni	1,3929	0,1099	3,1000	8,7	0,0700	1,4573	4,1	0,0800	1,2902	3,6	—	—	—	0,7382	12,1000	33,0	0,0042	0,1800	0,5	—	—	—	0,2365	11,8000	32,9	0,0724	5,9531	16,6	0,0004	0,0144	—	0,0285	—	—	0,0528	—	—
Com. Singureni	1,0160	0,0284	0,8000	3,3	0,0206	0,4289	1,7	0,0500	0,8064	3,3	—	—	—	0,6284	10,3000	41,7	0,0362	1,5764	6,4	—	—	—	0,1162	5,8000	23,5	0,0663	4,9589	20,1	urme	—	—	0,0259	—	—	0,0440	—	—
Com. Budeni	0,7014	0,0355	1,0000	5,70	0,0218	0,4538	2,59	0,0200	0,3225	1,84	—	—	—	0,4271	7,000	40,00	0,0114	0,4990	2,81	—	—	—	0,0961	4,8000	2,74	0,0402	3,4703	19,85	0,0002	0,0070	0,04	0,0207	—	—	0,0264	—	—

Tabloul nr. 5

Compoziția chimică medie a apelor freatice din Cîmpul Găvanu – Burdea

Anioni și cationi	g/kg	me	% e
Cl^-	0,0400	1,1280	5,17
SO_4^{2-}	0,0314	0,6641	3,00
NO_3^+	0,0400	0,6452	2,50
HCO_3^-	0,5161	8,4589	39,33
Na^+	0,0187	0,8146	3,80
Ca^{2+}	0,1371	6,8476	31,40
Mg^{2+}	0,0393	3,2340	14,80
Total	0,8226	21,7924	100,00

Pe baza compoziției saline medii, am stabilit valorile următorilor coeficienți hidrochimici :

$$\frac{HCO_3^-}{Cl^- + SO_4^{2-} + NO_3^-} = 3,68$$

$$\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{HCO_3^-} = 1,17$$

$$\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}} < 0$$

$$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 2,12$$

$$\frac{Na^+}{Cl^-} = 0,73$$

$$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}} = 0,095$$

$$\frac{(SO_4^{2-} + Cl^-) - Na^+}{Mg^{2+}} = 0,29$$

Din interpretarea acestor valori ale coeficienților hidrochimici reiese că apele freatice din Cîmpul Găvanu — Burdea sînt predominant bicarbonatate și se pot caracteriza astfel :

$NaHCO_3$ este absent și se constată precumpănirea $Ca(HCO_3)_2$ asupra $Mg(HCO_3)_2$.

De asemenea, sînt prezenți Na_2SO_4 și $MgCl_2$, în timp ce SO_4Ca este absent.

Întemeiați pe datele mai înainte expuse, am stabilit conținutul mediu salin al apelor freatice din Cîmpul Găvanu — Burdea, care a fost înscris în tabloul nr. 6.

Tabloul nr. 6

Compoziţia chimică medie în săruri a apelor freatice din Cîmpul Găvanu – Burdea

Săruri	g/kg	me	%e
Na Cl	0,0087	0,3010	1,381
Na_2SO_4	0,0471	1,3282	6,094
Na HCO_3	—	—	—
Ca $(NO_3)_2$	0,0529	1,2904	5,921
Ca $(HCO_3)_2$	0,5026	12,4048	56,923
Mg Cl_2	0,0465	1,9550	8,972
Mg $(HCO_3)_2$	0,1651	4,5130	20,709
Total	0,8232	21,7924	100,00

Pe baza datelor din tabloul nr. 4 se poate afirma că apele freatice din Cîmpul Găvanu — Burdea sînt potabile.

O particularitate a acestor ape o constituie cantitatea redusă a ionului Na^+, ceea ce se remarcă şi prin absenţa Na HCO_3. Acest caracter hidrochimic atribuie apelor respective calitatea de a putea fi utilizate cu succes în irigaţii, pericolul sărăturării solului fiind exclus.

Harta hidrochimică întocmită pune în evidenţă forma echilibrului salin, precum şi distribuţia acestuia în cadrul raionului hidrogeologic delimitat de Cîmpul Găvanu — Burdea.

HIDROGEOLOGIA CÎMPULUI VLĂSIEI

Apele freatice din teritoriul Cîmpului Vlăsiei circulă în orizontul pietrişurilor de Colentina şi în aluviunile psamito-psefitice din terasele Argeşului. Din aspectul hidroizohipselor reiese că direcţia de curgere a fluxului subteran este orientată de la NV spre SE. Pe porţiunea sudică a Cîmpului Vlăsiei, cotele NH scad în această direcţie de la 50 la 35 m, fapt ce atribuie suprafeţei de depresiune un gradient mediu de 0,0012.

În sensul direcţiei de curgere se întîlnesc hidroizobate cu valori din ce în ce mai mari, pînă la 15—20 m.

Această distribuţie a hidroizobatelor reflectă acţiunea regională de drenare. Într-adevăr, în partea de E a cîmpului, pe sectorul în care acesta ia contact direct cu lunca, se constată existenţa unui drenaj intens exercitat de lunca Dîmboviţei, fiind pus în evidenţă de apariţia unei linii de izvoare. Mai spre N, în porţiunea în care terasa inferioară începe să se intercaleze între cîmp şi luncă, linia de izvoare nu mai apare la zi, fiind mascată de depozite deluviale. Spre V, acţiunea de drenaj a luncii Argeş — Sabar este mai redusă, datorită gradientului hidraulic scăzut dintre terasa şi lunca menţionate.

Izvoarele de pe taluzul dintre Cîmpul Vlăsiei şi lunca Dîmboviţei au fost cercetate de noi, stabilind cu această ocazie debite care variază între 0,3 şi 0,8 l/s.

Tabloul nr. 7

Compoziția chimică a apelor freatice din raionul hidrogeologic al Cîmpului Vlăsiei

Punctul de recoltare	Mineralizația totală g/kg	Anioni															Cationi																	
		Cl^-			SO_4^{2-}			NO_3^-			NO_2^-			HCO_3^-			Na^+			NH_4^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}			Fe^{2+}			H_2SiO_3			CO_2		
		g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e
Com. Buciumeni 2 km V	0,7543	0,0090	0,2538	1,50	0,0025	0,0520	0,328	0,0140	0,2258	1,33	—	—	—	0,4819	7,8987	46,98	0,1238	5,3827	31,95	—	—	—	0,0521	2,5998	13,40	0,0054	0,4441	2,63	0,0001	0,0037	0,175	0,0259	—	—	0,0396	—	—
Com. Grui	0,7632	0,0124	0,3496	1,945	0,0008	0,0129	0,67	—	—	—	—	—	—	0,5246	8,5986	47,95	0,0385	1,6779	9,35	—	—	—	0,741	3,6976	20,65	0,0434	3,5749	19,90	0,0003	0,0107	0,55	0,0207	—	—	0,0484	—	—
Com. Herești N	0,9194	0,0142	0,4000	2,415	0,0083	0,1728	1,02	0,0200	0,1325	1,914	—	—	—	0,4515	7,4000	44,70	0,0418	1,8205	11,00	—	—	—	0,0501	2,5000	15,10	0,0482	3,9638	23,90	0,0003	0,0110	0,0655	0,285	—	—	—	—	—
Com. Vărăști N	0,8229	0,0377	1,0644	5,195	0,0415	0,8640	4,20	0,0900	1,4514	17,10	—	—	—	0,4210	6,9000	33,50	0,0438	1,9043	9,45	—	—	—	0,0882	4,4000	21,45	0,0483	3,9720	11,25	0,0001	0,0035	1,65	0,0259	—	—	0,0264	—	—
Com. Sintești	0,6869	0,0106	0,3000	1,700	0,0210	0,4372	2,50	0,0040	0,0645	0,30	—	—	—	0,4880	8,0000	45,50	0,0054	0,2359	1,40	—	—	—	0,0611	3,0489	17,30	0,0670	5,5098	31,30	0,0002	0,0071	—	0,0207	—	—	0,0088	—	—
Com. Vărăști 1 km N	0,5841	0,0080	0,2541	1,79	0,0066	0,1374	0,965	0,0200	0,3225	2,275	—	—	—	0,3906	6,4000	44,95	0,0101	0,4402	3,10	—	—	—	0,0641	3,2000	22,71	0,0422	3,4703	24,45	0,0001	0,0035	0,746	0,0161	—	—	0,0264	—	—
Com. Sintești	0,9879	0,0815	2,2983	9,35	0,0757	1,5759	6,50	0,0900	1,4514	6,00	—	—	—	0,4270	6,8838	27,99	0,0104	0,4530	1,839	—	—	—	0,1543	7,5846	31,15	0,0506	4,1611	16,90	0,0003	0,0107	—	0,0233	—	—	0,0748	—	—
Com. Valea-Dragului E	0,7742	0,0274	0,7741	4,13	0,0258	0,5371	2,87	0,0400	0,6450	3,15	—	—	—	0,4515	7,4000	39,60	0,0111	0,4833	2,58	—	—	—	0,0942	4,7000	25,15	0,0507	4,1694	22,25	0,0001	0,0035	0,185	0,0207	—	—	0,0528	—	—
Com. Vidra	1,1963	0,0443	1,2500	4,30	0,0309	0,6433	2,30	—	—	—	—	—	—	0,7565	12,4000	43,40	0,1154	5,0164	17,50	—	—	—	0,0862	4,3000	15,00	0,0603	4,9589	17,30	0,0005	0,0180	0,20	0,0362	—	—	0,0660	—	—
Com. Vidra 200 m N	0,5320	0,0108	0,3046	2,42	0,0152	0,3164	2,55	—	—	—	—	—	—	0,3477	5,6991	45,20	0,0030	0,1291	1,02	—	—	—	0,0721	3,5978	28,45	0,0314	2,5822	20,50	0,0003	0,0110	0,55	0,0207	—	—	0,0308	—	—
Com. Obedeni N	0,7826	0,0090	0,2538	2,45	0,0033	0,0687	0,67	0,0040	0,0645	0,62	—	—	—	0,2928	4,8012	46,30	0,365	1,5896	15,30	—	—	—	0,0421	2,1008	20,30	0,0181	1,4884	14,40	0,0002	0,0074	0,043	0,0129	—	—	0,0352	—	—
Com. Obedeni	0,8463	0,0532	1,5000	5,65	0,0823	1,7134	6,595	0,0300	0,4838	5,06	—	—	—	0,4637	7,6000	33,70	0,0445	1,9357	8,15	—	—	—	0,0921	4,6000	20,65	0,0579	4,7615	21,10	urme	—	—	0,0181	—	—	0,0044	—	—
Com. Vidra 4 km NE	0,4766	0,0090	0,2540	2,22	0,0041	0,0854	0,78	0,0060	0,0968	6,89	—	—	—	0,3234	5,3000	46,20	0,0079	0,3417	2,97	—	—	—	0,0582	2,9000	25,20	0,0302	2,4835	21,70	0,0003	0,0110	0,95	0,0156	—	—	0,0220	—	—
Com. Berceni 800 m V	0,7062	0,0180	0,5081	2,83	0,0166	0,3456	1,93	0,0260	0,4193	2,33	—	—	—	0,4698	7,7026	42,90	0,0113	0,4911	2,74	—	—	—	0,0701	3,5000	19,50	0,0603	4,9605	27,65	0,0006	0,0214	0,11	0,0259	—	—	0,0176	—	—
Com. Berceni 3 km N	0,5192	0,0142	0,4000	3,37	0,0066	0,1374	1,15	—	—	—	—	—	—	0,3294	5,4000	45,50	0,0204	0,8886	7,49	—	—	—	0,0651	3,2500	27,40	0,0217	1,7845	15,04	0,0004	0,0143	0,12	0,0284	—	—	0,0330	—	—

Forajele pentru alimentarea cu apă, care exploatează apele din orizontul pietrișurilor de Colentina, dau debite de 7—20 m³/h.

Stratul acvifer freatic din Cîmpul Vlăsiei se alimentează din precipitațiile atmosferice și din afluxul de ape subterane provenit din regiunea de la NV.

Analizele chimice ale apelor freatice din Cîmpul Vlăsiei au fost înscrise în tabloul nr. 7 și au permis, pe baza diagramei Tolstihin (fig. 3) fixarea unei compoziții chimice medii, consemnată în tabloul nr. 8.

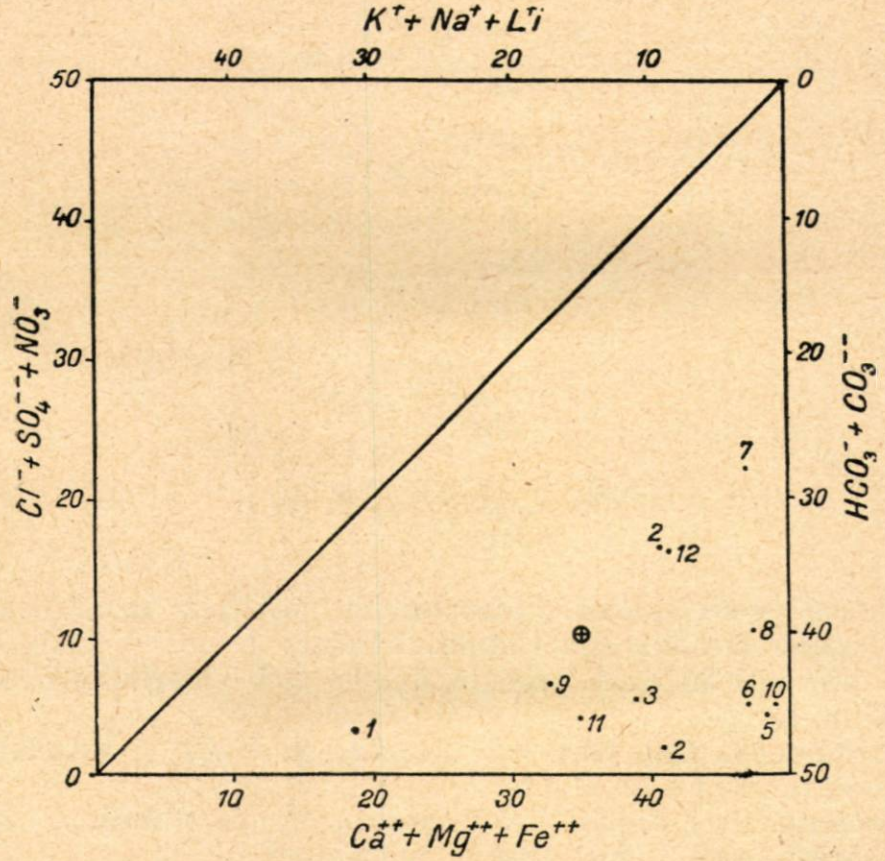


Fig. 3. — Diagrama Tolstihin a apelor freatice din Cîmpul Vlăsiei.

Tabloul nr. 8

Compoziția chimică medie a apelor freatice din Cîmpul Vlăsiei

Anioni și cationi	g/kg	me	% e
Cl^-	0,0370	1,0434	5,17
SO_4^{2-}	0,0219	0,4580	2,29
NO_3^-	0,0349	0,5645	2,82
HCO_3^-	0,4840	7,9339	39,72
Na^+	0,0689	2,9994	15,00
Ca^{2+}	0,0759	3,7931	18,50
Mg^{2+}	0,0389	3,2073	16,50
Total	0,7615	9,9998	100.00

Valorile coeficienţilor hidrochimici au fost calculate după cum urmează :

$$\frac{HCO_3^-}{Cl^- + SO_4^{2-} + NO_3^-} = 3{,}86$$

$$\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{HCO_3^-} = 0{,}88$$

$$\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}} = 4{,}26$$

$$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 1{,}12$$

$$\frac{Na^+}{Cl^-} = 2{,}91$$

$$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

$$\frac{(SO_4^{2-} + Cl^-) - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

Mărimea coeficienţilor hidrochimici justifică următoarea caracterizare a apelor freatice din Cîmpul Vlăsiei :

Sînt prezenţi în mod precumpănitor atît bicarbonaţii alcalini cît şi cei alcalino-teroşi.

De asemenea, sînt prezenţi Na_2SO_4 şi NaCl şi totodată trebuie admisă absenţa SO_4Ca şi $MgCl_2$.

Caracteristicile hidrochimice precizate permit stabilirea conţinutului mediu în săruri, care a fost înscris în tabloul nr. 9.

Tabloul nr. 9

Compoziţia chimică medie în săruri a apelor freatice din Cîmpul Vlăsiei

Săruri	g/kg	me	% e
NaCl	0,0610	2,0868	10,436
Na_2SO_4	0,0325	0,9160	4,580
$NaHCO_3$	0,1264	2,9960	14,982
$Ca(NO_3)_2$	0,0463	1,1290	5,636
$Ca(HCO_3)_2$	0,2627	6,4572	32,292
$MgCl_2$	—	—	—
$Mg(HCO_3)_2$	0,2357	6,4146	32,074
Total	0,7646	19,996	100,00

Tabloul nr. 10

Compoziția chimică a apelor freatice din lunca Dunării

Punctul de recoltare	Mineralizația totală g/kg	Anioni															Cationi																	
		Cl^-			SO_4^{2-}			NO_3^-			NO_2^-			HCO_3^-			Na^+			NH_4^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}			Fe^{2+}			H_2SiO_3			CO_2		
		g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e
Com. Chirnogi	0,9563	0,0585	1,6500	6,80	0,1032	2,1485	8,90	0,0060	0,0968	0,30	—	—	—	0,5064	8,3000	34,00	0,1394	6,0618	25,0	—	—	—	0,0621	3,1000	12,75	0,0368	3,0263	12,25	0,0002	0,0072	0,025	0,0129	—	—	0,0308	—	—
Com. Sf. Gheorghe	1,1494	0,0358	1,0102	3,60	0,0317	0,6599	2,30	0,0200	0,3225	1,10	—	—	—	0,7352	12,0500	43,0	0,1101	4,7898	17,05	—	—	—	0,0812	4,0500	14,00	0,0627	5,1562	18,75	0,0013	0,0466	0,20	0,0252	—	—	0,0462	—	—
Com. Greaca 6 km E (balta Greacă)	0,3457	0,0177	0,5000	5,85	0,0247	0,5142	5,95	0,0100	0,1612	1,90	—	—	—	0,1891	3,1000	36,30	0,0292	1,2708	14,90	—	—	—	0,0441	2,2000	25,75	0,0097	0,7976	10,25	0,0002	0,0070	0,10	0,0078	—	—	0,0132	—	—
Com. Frăteşti	1,7800	0,1064	3,000	6,60	0,1522	3,1707	6,90	0,0500	0,8063	1,75	—	—	—	0,9700	15,9000	34,75	0,2448	10,6476	23,25	—	—	—	0,0962	4,8000	10,50	0,0903	7,4224	16,735	0,0002	0,0070	0,015	0,0259	—	—	0,440	—	—
Com. Remus NV	1,3021	0,0567	1,5989	4,975	0,0765	1,5926	4,47	0,0120	0,1935	0,555	—	—	—	0,7608	12,7979	40,00	0,2290	9,9598	31,00	—	—	—	0,0481	2,4002	7,13	0,0464	3,8157	11,85	0,0002	0,0072	0,02	0,0284	—	—	0,0440	—	—
Giurgiu E	0,6895	0,0355	1,0000	5,65	0,0412	0,8578	4,875	0,0160	0,2580	1,475	—	—	—	0,4027	6,6000	38,00	0,0169	0,7345	4,20	—	—	—	0,0902	4,5000	25,79	0,0422	3,4703	20,00	0,0003	0,0110	0,01	0,0181	—	—	0,0264	—	—
Com. Turbatu	1,3660	0,0585	1,6497	4,80	0,0683	1,4219	4,10	0,0040	0,0645	0,02	—	—	—	0,8632	14,1485	40,90	0,1814	7,9254	22,80	—	—	—	0,0651	3,2485	9,40	0,0748	6,1513	17,80	urme	—	—	0,0155	—	—	0,0352	—	—
Com. Daia	1,2255	0,0220	0,62	2,01	0,0321	0,67	2,17	0,0074	0,12	0,39	—	—	—	0,8550	14,02	45,43	0,2394	10,41	33,74	—	—	—	0,0220	1,10	3,56	0,0476	3,92	12,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Com. Daia	1,1573	0,0080	0,23	0,78	0,0440	0,92	3,18	0,0015	0,02	0,07	—	—	—	0,8100	13,27	45,97	0,2224	9,67	33,48	—	—	—	0,0340	1,70	5,87	0,0374	3,07	10,65	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Com. Daia	1,0635	0,0160	0,45	1,66	0,0617	1,29	4,72	—	—	—	—	—	—	0,7250	11,88	43,62	0,1506	6,55	24,06	—	—	—	0,0620	3,10	11,36	0,0482	3,97	14,57	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Com. Daia	1,1675	0,0300	0,85	2,76	0,0593	1,23	4,00	0,0149	0,24	0,78	—	—	—	0,7990	13,09	42,46	0,2163	9,29	30,14	—	—	—	0,0048	2,40	7,79	0,0452	3,72	12,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Din examinarea acestui tablou, se poate afirma că apele freatice din Cîmpul Vlăsiei sînt indicate pentru a fi folosite ca ape potabile.

HIDROGEOLOGIA LUNCILOR DUNĂRII, ARGEȘULUI, DÎMBOVIȚEI ȘI NEAJLOVULUI

La baza depozitelor aluvionare ale luncilor rîurilor din regiunea studiată, constituite din nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, circulă un bogat strat acvifer freatic.

În aluviunile psamitice fine care acoperă depozitele psefitice mai înainte menționate se află cantonat un strat acvifer, cu o durată temporară, legată de perioadele de precipitații abundente. Studiul acestui din urmă strat acvifer nu a făcut obiectul unor cercetări mai detaliate. În cele ce urmează ne vom ocupa numai de stratul acvifer care circulă în aluviunile vechi ale luncilor.

Adîncimea nivelului hidrostatic al apelor subterane din luncă variază între 2 și 6 m, iar direcția lor de curgere coincide în general cu a cursurilor de ape superficiale.

Gradienții hidraulici medii calculați pentru curenții subterani din lunci au indicat valori de 0,00008 pentru lunca Dunării și de 0,00077 pentru lunca Argeșului.

Stratul acvifer din lunci se alimentează în special din infiltrațiile nemijlocite provenite din apele superficiale, precum și din afluxul de ape rezultat din drenajul exercitat asupra stratelor acvifere din unitățile morfologice superioare.

Încercările prin pompări experimentale, executate în stratul acvifer din luncile Dunării (Giurgiu) și Argeșului (Florești — către limita nordică a regiunii), au permis stabilirea următoarelor caracteristici hidrogeologice :

Pentru lunca Dunării :

Stratul acvifer are o grosime de 12,50 m și este situat între adîncimile de 5,50 și 18,00 m.

Coeficientul de infiltrație k = 70 m/24 h și raza de influență maximă R = 89 m.

Debitele obținute prin pompare au valori cuprinse între 2,4 și 8,6 l/s ; rezerva dinamică este de 210 m^3/24 h.

Pentru lunca Argeșului :

Stratul acvifer are o grosime de 9 m, situat între adîncimile de 2,00 și 11,00 m.

Coeficientul de infiltrație k = 67,7 m/24 h și raza de influență maximă R = 52,3 m.

Debitele obținute prin pompare au valori cuprinse între 4,00 și 8,00 l/s ; afluxul de apă în condiții naturale pe un profil de 100 m este de 281,25 m^3/24 h.

Din apele freatice care circulă în aluviunile vechi ale luncii Dunării s-au recoltat un număr de 11 probe de apă, ale căror analize sînt prezentate în tabloul **nr. 10.**

Compoziţiile chimice reprezentate grafic în diagrama Tolstihin (fig. 4) ne-au îngăduit alegerea compoziţiei chimice medii a apelor freatice din lunca Dunării, care a fost redată în tabloul nr. 11.

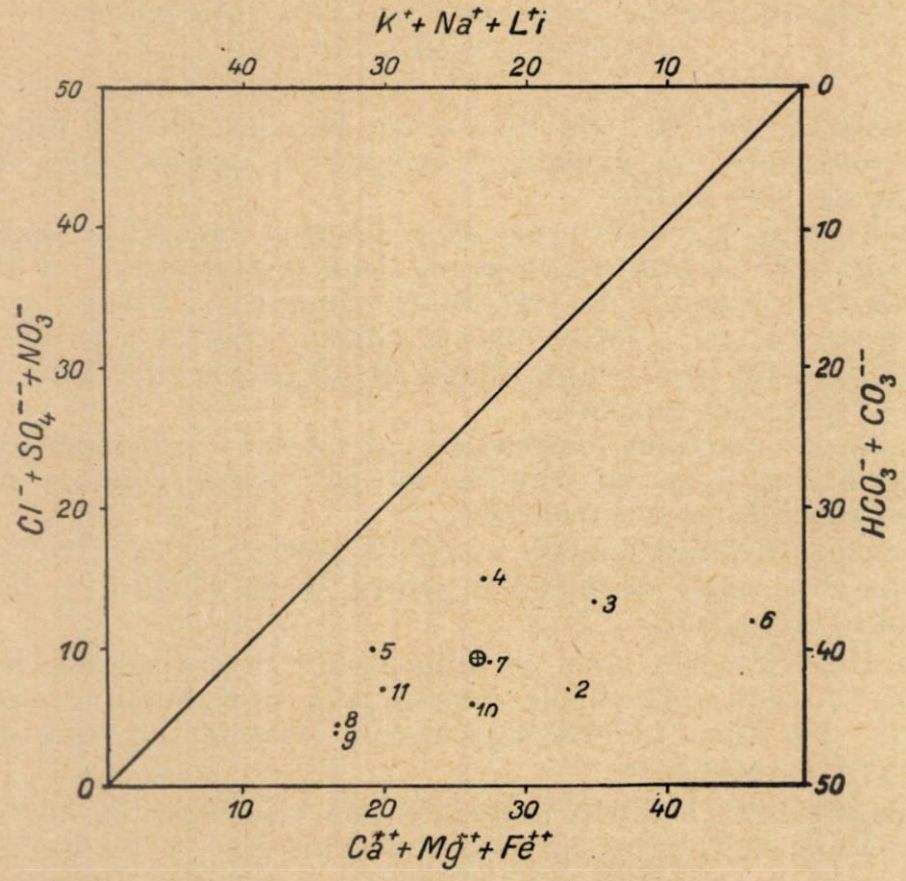


Fig. 4. — Diagrama Tolstihin a apelor freatice din lunca Dunării.

Tabloul nr. 11

Compoziţia chimică medie a apelor freatice din lunca Dunării

Anioni şi cationi	g/kg	me	% e
Cl^-	0,0403	1,1392	4,64
SO_4^{2-}	0,0630	1,3137	4,78
NO_3^-	0,0140	0,2274	0,82
HCO_3^-	0,6740	11,0484	39,76
Na^+	0,1747	7,5954	27,55
Ca^{2+}	0,0564	2,8199	10,20
Mg^{2+}	0,0402	3,3134	12,25
Total	1,0626	27,4574	100,00

Tabloul nr. 13

Compoziția chimică a apelor freatice din Lunca Argeșului

Punctul de recoltare	Mineralizația totală g/kg	Anioni															Cationi																	
		Cl^-			SO_4^{2-}			NO_3^-			NO_2^-			HCO_3^-			Na^+			NH_4^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}			Fe^{2+}			H_2SiO_3			CO_2		
		g/kg	me	%e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	%e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e
Sat. Varlaam circa 500 m S	0,7742	0,0177	0,4991	2,65	0,0057	0,1186	0,63	0,0200	0,3225	1,72	—	—	—	0,5246	8,5986	45,00	0,0304	1,3230	6,55	—	—	—	0,0821	4,0968	21,60	0,0500	4,1118	21,86	0,0002	0,0072	0,035	0,0259	—	—	0,0176	—	—
Com. Varlaam	0,5980	0,0266	0,7500	5,10	0,0136	0,2837	1,90	0,0160	0,2580	1,70	—	—	—	0,3721	6,1000	41,30	0,0128	0,5561	3,80	—	—	—	0,0912	4,5700	30,80	0,0277	2,2979	15,40	0,0002	0,0071	—	0,0246	—	—	0,0132	—	—
Com. 30 Decembrie	0,6778	0,0324	0,9146	5,80	0,0658	1,3698	8,68	—	—	—	—	—	—	0,3411	5,6000	35,51	0,0549	2,3890	15,15	—	—	—	0,0802	4,000	25,36	0,0181	0,4884	9,43	0,0002	0,0070	0,004	0,0121	—	—	0,0720	—	—
Com. Vărăști	1,9932	0,2677	7,5499	13,15	0,2016	4,1971	7,30	0,0060	0,00967	—	—	—	—	1,0348	16,9589	29,55	0,4365	18,9816	33,00	—	—	—	0,0120	0,5988	1,03	0,0112	9,2187	15,96	0,0001	0,0035	0,01	0,0233	—	—	—	—	—
Com. Vărăști circa 1 km V	0,8710	0,0126	0,3557	2,05	0,1536	3,1978	11,50	—	—	—	—	—	—	0,3979	9,8000	36,45	0,2453	10,6667	39,95	—	—	—	0,0311	1,7006	6,376	0,0120	0,9862	3,675	—	—	—	0,0155	—	—	—	—	—
Com. Grădiștea 1 km S	1,0283	0,1560	4,4000	19,20	0,1424	2,9646	12,90	—	—	—	—	—	—	0,2501	4,1000	17,90	0,1477	6,4237	28,00	—	—	—	0,0641	3,2000	14,00	0,0233	1,8338	8,00	0,0002	0,0072	—	0,0181	—	—	0,0264	—	—
Com. Fălăstoaca	0,7315	0,0319	0,8990	8,20	0,0485	1,0097	9,20	urme	—	—	—	—	—	0,2191	3,6006	32,60	0,0349	1,5193	13,77	—	—	—	0,061	2,9996	27,25	0,0120	0,9868	8,95	0,0001	0,0036	0,03	0,0155	—	—	0,3080	—	—
Com. Grădiștea	0,3508	0,0088	0,2500	3,975	0,0436	0,9077	14,325	urme	—	—	—	—	—	0,1220	2,000	31,70	0,1050	0,6533	10,30	—	—	—	0,0400	2,000	31,70	0,0068	0,4934	7,80	0,0003	0,0110	0,20	0,0155	—	—	0,0088	—	—
Com. Grădiștea S 3,5 km	0,8170	0,0144	0,4065	2,05	urme	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5735	9,4000	47,95	0,1618	7,3067	37,15	—	—	—	0,0210	1,0500	4,90	0,0175	1,4391	7,90	0,0003	0,0107	0,05	0,0233	—	—	0,0052	—	—
Gara Grădiștea	0,8733	0,0798	2,2504	9,45	0,1806	3,7599	15,70	0,0600	0,9676	4,15	—	—	—	0,3050	4,9992	20,70	0,0459	1,9971	8,35	—	—	—	0,1523	7,5998	31,65	0,0289	2,3766	9,98	0,0001	0,0036	0,015	0,0207	—	—	—	—	—
Sat. Scărișoara	1,2976	0,1135	3,2008	9,75	0,0296	0,6162	1,85	0,0060	0,0968	0,27	—	—	—	0,7625	12,4979	38,13	0,1416	6,1568	18,25	—	—	—	0,1002	5,000	15,75	0,0639	5,2549	16,00	urme	—	—	0,0181	—	—	0,0616	—	—
Com. Crivățu	2,5758	0,0638	1,7992	2,65	0,9382	19,5321	28,75	0,0500	0,8063	1,10	—	—	—	0,7259	11,8980	17,50	0,5831	23,1784	34,2	—	—	—	0,1042	5,1906	7,60	0,0687	5,6579	8,20	urme	—	—	0,0259	—	—	0,0616	—	—
Com. Goștinari	1,1670	1,1702	4,8000	14,90	0,2407	5,0111	15,50	urme	—	—	—	—	—	0,3886	6,3694	19,60	0,0189	0,8230	3,05	—	—	—	0,2064	1,3000	31,80	0,0615	5,0575	15,17	urme	—	—	0,0207	—	—	0,0660	—	—
Com. Goștinari	0,9195	0,0684	1,9289	9,60	0,0403	0,8390	0,415	—	—	—	—	—	—	0,4880	7,9987	39,95	0,0640	2,7841	12,95	—	—	—	0,1102	5,4990	25,45	0,0302	2,4835	11,60	urme	—	—	0,0040	—	—	0,1144	—	—
Com. Hotarele (lunca)	1,1360	0,0355	0,0011	3,70	0,0542	1,3386	4,85	0,0260	0,4199	1,45	—	—	—	0,6710	11,4968	40,00	0,2031	8,3322	32,40	—	—	—	0,0842	4,2016	15,25	0,0087	0,7154	2,257	0,0002	0,0072	0,025	0,0310	—	—	0,0220	—	—
Com. Radovanu	1,4930	0,1099	3,1000	8,10	0,1366	2,8439	17,40	0,0400	0,6451	1,63	—	—	—	0,7626	12,5000	32,87	0,1673	7,2788	18,55	—	—	—	0,1242	6,2000	16,35	0,0682	5,6086	14,65	0,0001	0,0016	0,05	0,0181	—	—	0,0660	—	—
Com. Miloșești NE	0,7296	0,0109	0,3059	1,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5152	8,4000	48,26	0,0532	2,3138	13,50	—	—	—	0,0641	3,2000	18,30	0,0386	3,1743	18,10	0,0005	0,0178	0,102	0,0207	—	—	0,0660	—	—
Com. Miloșești circa 3,2 km E	1,2088	0,0034	0,0959	0,331	urme	—	—	urme	—	—	—	—	—	0,8784	14,3979	49,65	0,2670	11,6074	39,00	—	—	—	0,0080	0,3992	1,72	0,0302	2,4835	8,59	0,0001	0,0037	1,60	0,0129	—	—	0,0088	—	—
Com. Valea-Popii SE	1,2391	0,1063	2,9996	9,05	0,1403	2,9209	8,80	—	—	—	—	—	—	0,6466	10,5982	32,15	0,0447	0,6374	1,90	—	—	—	0,1383	6,9012	21,00	0,1092	8,9802	27,10	urme	—	—	0,0052	—	—	0,0484	—	—
Com. Valea-Popii	0,8272	0,0360	1,0160	4,85	0,0535	1,138	5,40	—	—	—	—	—	—	0,5003	7,2000	39,75	0,0655	3,3496	13,81	—	—	—	0,0902	3,0000	21,775	0,0362	2,9769	14,40	0,0001	0,0035	0,0015	0,0104	—	—	0,0350	—	—
Oltenița	1,0678	0,0798	2,2500	8,26	0,0749	1,5593	5,80	0,0100	0,1612	0,55	—	—	—	0,5765	9,2011	35,40	0,0642	2,7929	10,15	—	—	—	0,1543	7,2000	28,60	0,0356	3,1787	10,95	—	—	—	0,0155	—	—	0,0680	—	—

Calculul coeficienților hidrochimici ne-a indicat următoarele valori :

$$\frac{HCO_3^-}{Cl^- + SO_4^{2-} + NO_3^-} = 3,88$$

$$\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{HCO_3^-} = 0,56$$

$$\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}} = 4,78$$

$$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 0,83$$

$$\frac{Na^+}{Cl^-} = 5,91$$

$$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

$$\frac{(SO_4^{2-} + Cl^-) - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

Pe baza acestor valori, reiese că apele freatice din raionul hidrogeologic al luncii Dunării se caracterizează prin :

Prezența precumpănitoare a bicarbonaților alcalini și alcalino-teroși.

Na_2SO_4 precum și NaCl, de asemenea sînt prezenți.

Se impune absența SO_4Ca și $MgCl_2$.

Caracterele hidrochimice arătate întemeiază un conținut salin mediu care a fost înscris în tabloul nr. 12

Tabloul nr. 12

Compoziția chimică medie în săruri a apelor freatice din lunca Dunării

Săruri	g/kg	me	%e
NaCl	0,0666	2,2784	8,297
Na_2SO_4	0,0933	2,6274	9,569
$NaHCO_3$	0,4320	10,2850	37,458
$Ca(NO_3)_2$	0,0186	0,4548	1,656
$Ca(HCO_3)_2$	0,2101	5,1850	18,883
$MgCl_2$	—	—	—
$Mg(HCO_3)_2$	0,2424	6,6268	24,137
Total	1,0631	27,4574	100,00

Deși conținutul mineral al apelor freatice din lunca Dunării este relativ ridicat, ele pot fi totuși admise ca ape potabile. Utilizarea acestor

ape în irigaţii nu este indicată datorită prezenţei unui procent ridicat de Na HCO_3. Totuşi, pe porţiunile în care există condiţii bune de drenare a apelor de udare se poate prevedea că acţiunea de sărăturare a solului se va manifesta în mod neînsemnat.

Analizele chimice ale apelor freatice din lunca Argeşului au fost înscrise în tabloul nr. 13 şi au permis, pe baza diagramei Tolstihin (fig. 5), fixarea unei compoziţii chimice medii consemnate în tabloul nr. 14.

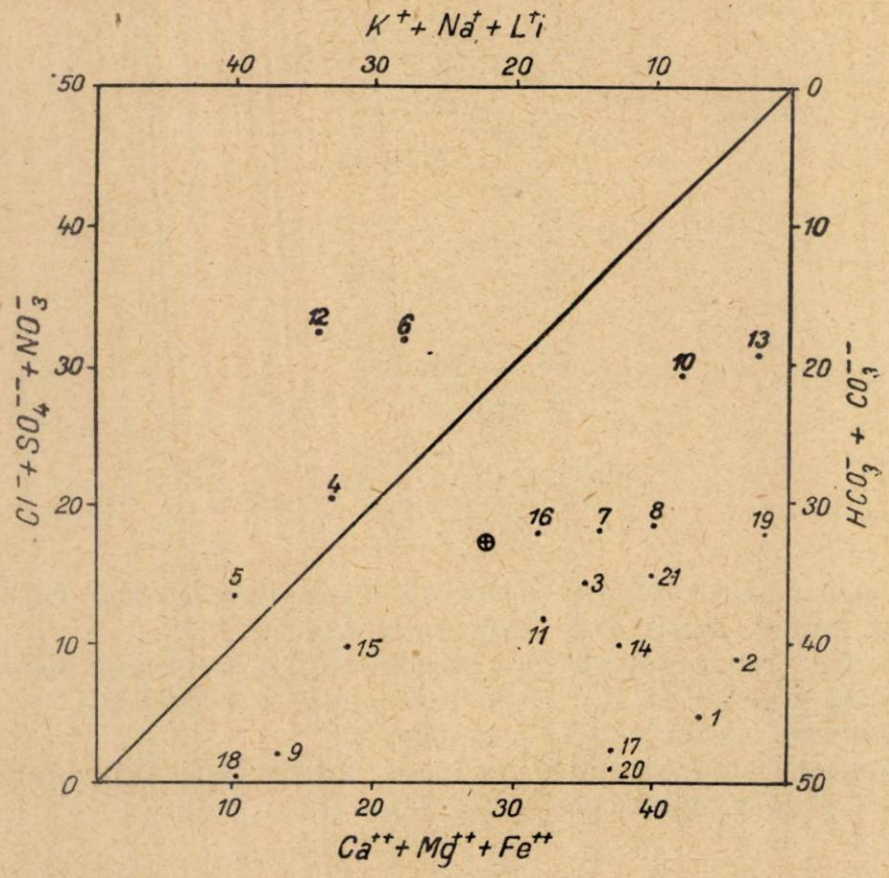


Fig. 5. — Diagrama Tolstihin a apelor freatice din lunca Argeşului.

Tabela nr. 14

Compoziţia chimică medie a apelor freatice din lunca Argeşului

Anioni şi cationi	g/kg	me	%e
Cl^-	0,0575	1,6243	6,63
SO_4^{2-}	0,1100	2,2902	9,35
NO_3^-	0,0185	0,3000	1,22
HCO_3^-	0,4901	8,0343	32,80
Na^+	0,1243	5,4076	22,08
Ca^{2+}	0,0896	4,4769	18,26
Mg^{2+}	0,0287	2,3644	9,66
Total	0,9187	24,4978	100,00

E. LITEANU şi T. BANDRABUR

HARTA HIDROGEOLOGICĂ A BAZINULUI INFERIOR AL ARGEŞULUI

LEGENDA

Hidroizobate

- 0-2
- 2-5
- 5-10
- 10-15
- 15-20
- 20-25

- Hidroizohipse
- Limita de strat acvifer
- Limita stratului acvifer din depozitele loesoide
- Linie de izvoare
- Limite morfologice (terasă, cîmp)

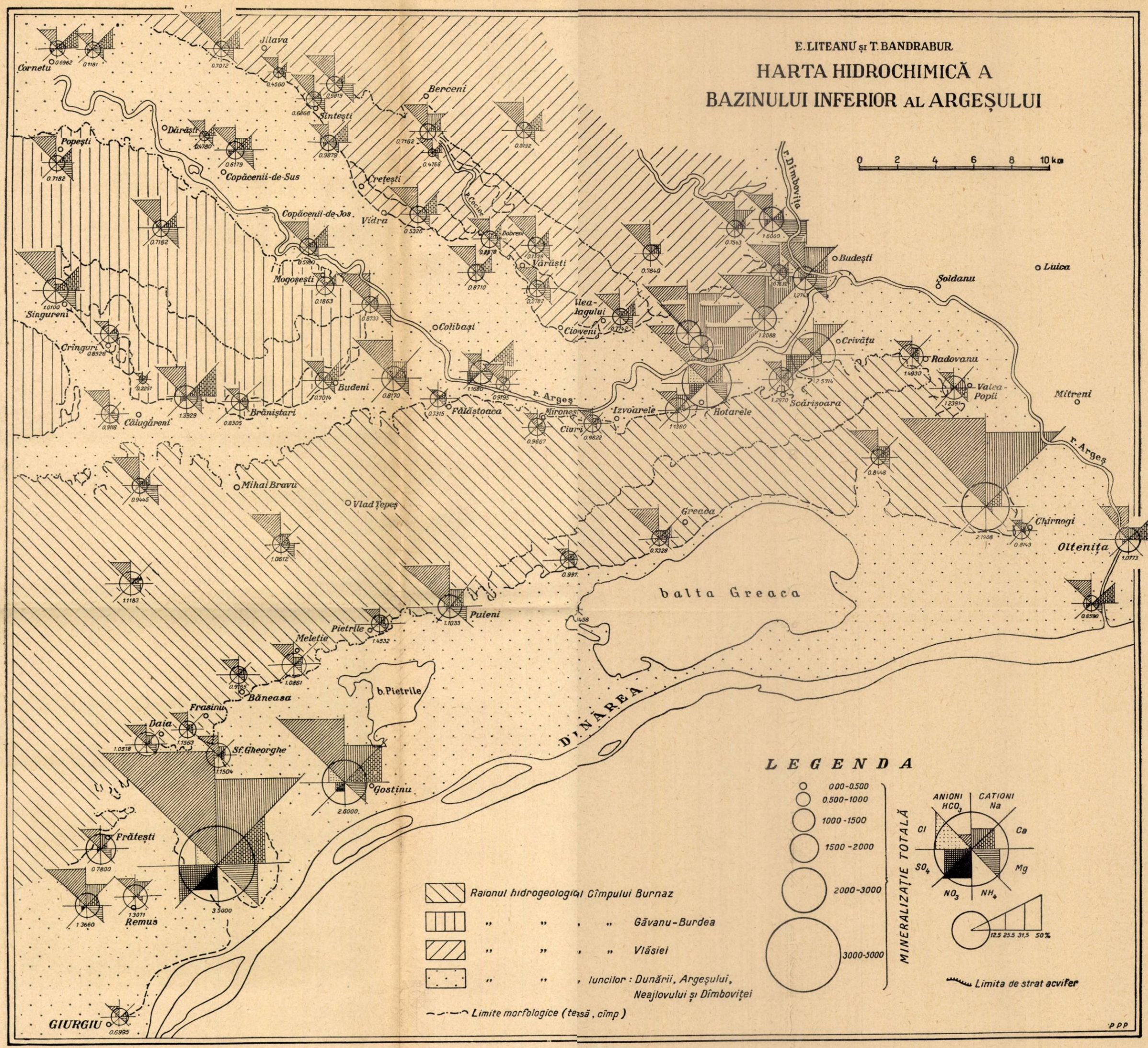
SCARA

0 2 4 6 8 10 km

P.P.P.

c. 3940

Fig. 6


E. LITEANU și T. BANDRABUR
HARTA HIDROCHIMICĂ A
BAZINULUI INFERIOR AL ARGEȘULUI
0 2 4 6 8 10 km
Cornetu
Jilava
Berceni
Sintești
Dărăști
Popești
Copăcenii-de-Sus
Crețești
Copăcenii-de-Jos
Vidra
Dobreni
Vărăști
Mogoșești
Singureni
Colibași
Vlea-lagului
Cioveni
Budești
Soldanu
Luica
Crivățu
Radovanu
Valea-Popii
Mitreni
Crînguri
Budeni
Brăniștari
Călugăreni
Fălăștoaca
Mironeș
Ciuri
Izvoarele
Hotarele
Scărișoara
r. Argeș
r. Dîmbovița
Mihai Bravu
Vlad Țepeș
Greaca
Chirnogi
Oltenița
balta Greaca
Puieni
Pietrile
Meletie
Băneasa
b. Pietrile
Frasinu
Daia
Sf. Gheorghe
Gostinu
DUNĂREA
Frătești
Remus
GIURGIU
LEGENDA
000-0.500
0.500-1000
1000-1500
1500-2000
2000-3000
3000-5000
MINERALIZAȚIE TOTALĂ
ANIONI
CATIONI
HCO3
Na
Cl
Ca
SO4
Mg
NO3
NH4
12.5 25.5 31.5 50%
Limita de strat acvifer
Raionul hidrogeologic al Cîmpului Burnaz
" " " " Găvanu-Burdea
" " " " Vlăsiei
" " " luncilor: Dunării, Argeșului, Neajlovului și Dîmboviței
Limite morfologice (teasă, cîmp)
PPP

c. 3940

F. 7

Din calcularea coeficienților hidrochimici am stabilit următoarele valori :

$$\frac{HCO_3^-}{Cl^- + SO_4^{2-} + NO_3^-} = 1,9$$

$$\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{HCO_3^-} = 0,85$$

$$\frac{Na^+ - Cl^-}{SO_4^{2-}} = 1,68$$

$$\frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}} = 1,89$$

$$\frac{Na^+}{Cl^-} = 3,34$$

$$\frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

$$\frac{(SO_4^{2-} + Cl^-) - Na^+}{Mg^{2+}} < 0$$

Valorile mai înainte indicate ale coeficienților hidrochimici justifică următoarea caracterizare a apelor freatice din lunca Argeșului.

Predominarea bicarbonaților alcalino-teroși asupra celor alcalini.

Prezența Na_2SO_4 alături de NaCl.

Absența SO_4Ca și $Mg\ Cl_2$.

Caracterele hidrochimice specificate mai înainte au permis stabilirea conținutului mediu în săruri al apelor freatice din lunca Argeșului, care a fost înscris în tabloul nr. 15.

Tabloul nr. 15

Compoziția chimică medie în săruri a apelor freatice din lunca Argeșului

Săruri	g/kg	me	%e
NaCl	0,0949	3,2486	13,260
Na_2SO_4	0,2074	5,8404	23,840
$NaHCO_3$	0,0725	1,7262	7,046
$Ca\ (NO_3)_2$	0,0246	0,6000	2,449
$Ca\ (HCO_3)_2$	0,3385	8,3538	34,100
MgCl	—	—	—
$Mg\ (HCO_3)_2$	0,1730	4,7288	19,305
Total	0,9110	24,4978	100,00

Compoziția chimică medie a apelor freatice din lunca Argeșului le atribuie calitatea de a fi utilizate ca ape potabile. Cu aceleași rezerve indicate la lunca Dunării, ele pot fi folosite și în irigație.

Compoziţia chimică a apelor freatice din luncile Neajlovului şi Dîmboviţei este prezentată în tabloul nr. 16.

CONCLUZII

Pe baza cercetărilor morfologice, geologice şi hidrogeologice am separat regiunea studiată în 4 raioane hidrogeologice, dintre care trei aparţin, respectiv, cîmpurilor: Burnaz, Găvanu—Burdea şi Vlăsiei, iar al patrulea, regiunii de luncă a Dunării şi rîurilor Argeş, Dîmboviţa şi Neajlov.

Dinamica apelor freatice din regiune are un caracter activ determinat de permeabilitatea ridicată a stratelor acvifere şi de intensitatea acţiunii de drenare, fapt care le conferă o mineralizaţie în general redusă, în care predomină bicarbonaţii alcalini şi alcalino-teroşi.

Toate raioanele hidrogeologice specificate au ape potabile.

Cele mai mari debite se pot obţine din raionul hidrogeologic al luncilor Dunării şi Argeşului, care pot alimenta cu apă marile unităţi industriale sau oraşele învecinate.

De asemenea, stratele acvifere din cîmpurile: Burnaz, Găvanu—Burdea şi Vlăsiei pot asigura pe deplin alimentarea cu apă a unităţilor agricole socialiste locale.

Apele freatice din Cîmpul Găvanu—Burdea sînt recomandabile pentru a fi utilizate în irigaţie.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НИЖНЕГО БАССЕЙНА р. АРДЖЕШ

РЕЗЮМЕ

Исследованный район ограничен линией, соединяющей населенные пункты Сингурень — Джурджиу—на западе, линией Сингурень-Копэчень-Бучумень —на севере, реками Дымбовицей и Арджешом — на востоке и Дунаем — на юге.

С морфологической точки зрения исследованный район подразделяется на три крупные единицы: Бурназ, Гэвану-Бурдя и Влэсия; каждая из этих морфологических единиц заключает террасы и поймы пересекающих ее водных артерий; в сложении их принимают участие четвертичные водопроницаемые образования, благоприятные для скопления большого количества грунтовых вод.

В результате морфологических, геологических и гидрогеологических исследований, указанный район подразделен на четыре гидрогеологических зоны, из которых три относятся соответственно к участкам Бурназ, Гэвану-Бурдя и Влэсия, а четвертый к поймам Дуная. Арджеша, Дымбовицы и Няжлова.

Tabloul nr. 16

Compoziția chimică a apelor freatice din lunciile Neajlovului și Dîmboviței

Punctul de recoltare	Mineralizația totală g/kg	Anioni															Cationi																	
		Cl^-			SO_4^{2-}			NO_3^-			NO_2^-			HCO_3^-			Na^+			NH_4^+			Ca^{2+}			Mg^{2+}			Fe^{2+}			H_2SiO_3			CO_2		
		g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	%e	g/kg	me	%e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e	g/kg	me	% e
Com. Călugăreni	2,4309	0,0213	0,5000	5,35	0,0255	0,5309	4,70	0,0100	0,1613	1,45	—	—	—	0,2623	4,3000	38,50	0,0303	1,3189	11,89	—	—	—	0,0481	2,3000	21,26	0,0223	1,8339	16,50	0,0011	0,0394	0,35	0,0129	—	—	1,9976	—	—
Com. Călugăreni S	0,9113	0,0160	0,4512	2,00	0,0115	0,2314	1,10	0,0040	0,0644	0,30	—	—	—	0,6466	10,9040	46,60	0,0278	1,2089	5,30	—	—	—	0,0701	3,4980	15,40	0,0808	6,3407	29,30	0,0001	0,0035	—	0,0285	—	—	0,0264	—	—
Com. Gruiu 1,2 kmE	1,1508	0,0504	1,4227	5,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7626	12,6125	44,90	0,1458	6,2264	22,728	—	—	—	0,0521	2,6000	9,325	0,0603	4,9588	17,92	0,0007	0,250	0,01	0,0129	—	—	0,0660	—	—
Com. Budești circa 1,8 km V	1,2743	0,0541	1,5243	4,955	0,0658	1,3698	4,25	—	—	—	—	—	—	0,7931	13,0000	40,95	0,1632	7,1962	22,00	—	—	—	0,0922	4,5000	14,050	0,0507	4,1694	13,20	0,0008	0,0285	0,86	0,0104	—	—	0,0440	—	

c. 394)

При рассмотрении гидрогеологической карты ясно видно направление стока водоносных горизонтов, а также и более или менее активный дренаж вод поймами водных артерий района.

Динамика грунтовых вод района носит активный характер, обусловленный повышенной проницаемостью водоносных слоев и интенсивным дренажем вод, вследствие чего их минерализация очень слабая, с преобладанием щелочных и земельно-щелочных бикарбонатов. Данные химических анализов подтверждают пригодность вод вышеуказанных гидрогеологических районов для питьевых целей. Максимальные дебиты можно получить в гидрогеологическом районе, охватывающем поймы Дуная и Арджеша, вполне достаточные для водоснабжения крупных промышленных единиц и ближайших городов. Кроме этого водоносные горизонты на участках Бурназ, Гэвану-Бурдя и Влэсия могут обеспечить водоснабжение местных социалистических сельскохозяйственных организаций.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Диаграмма Толстихина для грунтовых вод участка Бурназ.
Рис. 2. — Диаграмма Толстихина для грунтовых вод участка Гэвану-Бурдя.
Рис. 3. — Диаграмма Толстихина для грунтовых вод участка Влэсия.
Рис. 4. — Диаграмма Толстихина для грунтовых вод Дунайской поймы.
Рис. 5. — Диаграмма Толстихина для грунтовых вод поймы р. Арджеш.
Рис. 6. — Гидрогеологическая карта нижнего бассейна р. Арджеш. Масштаб 1:1000 000.
Рис. 7. — Гидрохимическая карта нижнего бассейна р. Арджеш. Масштаб 1 : 100 000.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES SUR LES EAUX PHRÉATIQUES DU BASSIN INFÉRIEUR DE L'ARGEŞ

RÉSUMÉ

La région étudiée est limitée par la ligne Singureni—Giurgiu à l'Ouest, la ligne Singureni—Copăceni—Buciumeni au Nord, les rivières Dîmboviţa et Argeş à l'Est et le Danube au Sud.

Au point de vue morphologique, la région étudiée peut être divisée en trois grandes unités : la plaine du Burnaz, la plaine Găvanu—Burdea et la plaine de Vlăsia, chacune avec les terrasses et les lits inondables des rivières qui la traversent. A la constitution de ces unités morphologiques ont participé des dépôts perméables quaternaires, capables d'accumuler des quantités considérables d'eaux souterraines.

Fondés sur des recherches morphologiques, géologiques et hydrogéologiques, les auteurs distinguent dans la région étudiée quatre secteurs hydrogéologiques, dont trois appartiennent aux plaines de Burnaz,

Găvanu—Burdea et Vlăsia, respectivement, et le quatrième, à la région des lits inondables du Danube et des rivières Argeş, Dîmboviţa et Neajlov.

L'étude de la carte hydrogéologique permet de déterminer la direction d'écoulement des couches aquifères, ainsi que l'action de drainage, plus ou moins accentuée, accomplie par les lits inondables des cours d'eau de la région.

La dynamique des eaux phréatiques de la région a un caractère actif, déterminé par la forte perméabilité des couches aquifères et l'intensité de l'action de drainage, ce qui leur confère une minéralisation réduite, en général, et où prédominent les bicarbonates alcalins et alcalino-terreux. Les résultats des analyses chimiques ont montré que tous les secteurs hydrogéologiques mentionnés possèdent des eaux potables. Les débits les plus importants peuvent être obtenus dans le secteur hydrogéologique des lits inondables du Danube et de l'Argeş, à même de fournir l'eau nécessaire aux établissements industriels et aux villes proches. D'autre part, les couches aquifères des plaines de Burnaz, Găvanu—Burdea et Vlăsia peuvent également assurer l'alimentation en eau des exploitations agricoles socialistes locales.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Diagramme de Tolstykhine pour les eaux phréatiques de la plaine de Burnaz.
Fig. 2. — Diagramme de Tolstykhine pour les eaux phréatiques de la plaine deGăvanu—Burdea.
Fig. 3. — Diagramme de Tolstykhine pour les eaux phréatiques de la plaine de Vlăsia.
Fig. 4. — Diagramme de Tolstykhine pour les eaux phréatiques de la zone du lit inondable du Danube.
Fig. 5. — Diagramme de Tolstykhine pour les eaux phréatiques du lit inondable de l'Argeş.
Fig. 6. — Carte hydrogéologique du bassin inférieur de l'Argeş ; à l'échelle de 1 : 100 000
Fig. 7. — Carte hydrochimique du bassin inférieur de l'Argeş ; à l'échelle de 1 : 100 000

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu Sava, *Contribuţiuni la studiul faunei terţiare de mamifere din Romînia.* An. Inst. geol. Rom., 1907, vol. I, fasc. I.
2. — *Contribuţiuni la studiul faunei terţiare de mamifere din Romînia. Mastodon arvernensis.* An. Inst. geol. Rom., 1908, vol. II.
3. — *Cervus (Elaphus) cfr. Perrieri Croizet (3) din terasa veche a Dunării de la Frăteşti, lîngă Giurgiu.* An. Inst. geol. Rom., 1915, vol. VI (1912), fasc. II.
4. — *Resturile de mamifere cuaternare de la Tulucești şi Măluşteni.* An. Inst. geol. Rom., 1915, vol. VI (1912).
5. Barbu Virginia, *Comunicare asupra depozitelor levantine din terasa Dunării, la Greaca.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1953, vol. XXXVII.
6. Cazimir E. et Paşca V., *Les résultats des analyses de quelques eaux prélevées dans les fontaines de la commune de Comana et dans les étangs voisins.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1933, vol. XIX (1930—1931).
7. Liteanu E., *Geologia zonei oraşului Bucureşti.* Stud. tehn. şi econ., Com. geol., 1952, seria E (Hidrogeologie), nr. 1.
8. — *Geologia ţinutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării.* Stud. tehn. şi econ., Com. geol., 1953, seria E (Hidrogeologie), nr. 2.

9. Liteanu E., *Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița.* Stud. tehn. și econ., Com. geol., 1956, seria E (Hidrogeologie), nr. 4.
10. — *Raionarea apelor de adîncime din Cîmpia Română Orientală.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, t. I, nr. 1, 1956.
11. Liteanu E., Rotman S., Pricăjan A., Bandrabur T. și Slăvoacă D., *Raionarea apelor freatice potabile și nepotabile din Cîmpia Română Orientală.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, t. I, nr. 1, 1956.
12. — *Raionarea hidrochimică a Cîmpiei Române Orientale și prevederea evoluției solurilor sub influența irigațiilor.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, t. I, nr. 1, 1956.
13. Liteanu E. și Bandrabur T., *Geologia Cîmpiei Getice meridionale dintre Jiu și Olt.* An. Com. geol., 1957, vol. XXX.
14. Liteanu E. și Slăvoacă D., *Harta hidrogeologică a zonei București.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, t. II, nr. 4, 1957.
15. Mihăilescu V., *Vlăsia și Mostiștea.* B.S.R.G., 1925, vol. XLIII.
16. Murgoci Gh., *La plaine roumaine et la Balta du Danube.* Inst. Géol. Roum., 1907.
17. Приклонский А. В. и Лаптев Ф. Ф., *Физические свойства и химический состав подземных вод.* Госгеолиздат, Москва, 1949.
18. Protopopescu-Pache Em., *Cercetări agrogeologice între V. Mostiștea și Olt.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, vol. I (1910).
19. Резников А. А. и Муликовская П. Е., *Методы анализа природных вод.* Госгеолтехиздат, Москва, 1954.
20. Сулин В. А., *Воды нефтяных месторождений в системе природных вод.* Гостоптехиздат, Москва, 1946.
21. Vîlsan Gh., *Cîmpia Română.* B.S.R.G., 1916.

ADULARIZAREA VULCANITELOR DIN REGIUNEA BAIA-MARE

DE

DAN GIUŞCĂ

Comunicare prezentată de M. Savul, membru corespondent al Academiei R.P.R., în şedinţa din 1 iulie 1960

Prezenţa feldspatului potasic în vulcanitele carpatice este cunoscută de multă vreme, descriindu-se în seria erupţiilor neogene variate tipuri de roci trahitice. Numai recent s-a recunoscut însă natura hidrotermală a acestui feldspat şi s-a pus în evidenţă marea răspîndire a proceselor de adularizare a celor mai variate vulcanite. Astfel în 1955 V. S. Sobolev şi colaboratorii săi au demonstrat formarea adularului în tufurile tortoniene de la Beregovo, în Carpaţii din U.R.S.S. (5). Cercetările lui F. Laves şi U. Chaisson (1) asupra adularului triclinic ne-au permis să stabilim natura reală a feldspaţilor din trahitele şi riolitele descrise amănunţit în ultimii ani în regiunea Baia-Mare şi să reconsiderăm procesul de formare al acestora.

În rocile studiate, adularul se prezintă în două modificaţii. Adularul monoclinic, cu contururi rombice caracteristice, în cristale foarte mărunte, este de regulă intim asociat cu cuarţul, substituind pasta rocii şi uneori piroxenul. Cristalele mai largi ce se observă uneori arată transformarea sa în modificaţia triclinică. Participarea sa în agregatul cuarţo-feldspatic este foarte variabilă; uneori cristalele de adular sînt rare, alteori dimpotrivă predomină, aspectul microscopic fiind dominat de contururile sale idiomorfe (fig. 1).

Adularul triclinic formează însă, mai ales, pseudomorfoze după plagioclaz. De la dimensiuni microscopice, pseudomorfozele pot atinge în unele cazuri 5—6 mm. Acest adular este caracterizat printr-o maclaţie polisintetică fină după legile albit şi periclin (fig. 2); rareori însă lamelele de maclă sînt regulate; adesea adularul prezintă o structură moarată, cu extincţia uşor rulantă a lamelelor (fig. 3 şi 4); această structură ar putea fi datorită variaţiei orientării optice a adularului format în dife-

ritele etape ale metasomatozei. În sprijinul acestei presupuneri sînt contururile frînte ale unora dintre aceste lamele, asemănătoare vinișoarelor de adular în plagioclaz, ce vor fi menționate mai departe.

În multe cazuri aspectul metasomatozei este dominat de maclația Karlsbad, linia de alipire fiind deseori frîntă. Conturul pseudomorfozelor corespunde deaproape celui arătat de plagioclaz în andezite și dacite. Adularul triclinic din rocile studiate are optică sanidinică, planul axelor optice fiind apropiat de (010). Unghiul axelor optice este variabil, de regulă mic, cuprins între 22 și 40°. Variabilitatea optică este redată de poziția clivajului (010) în raport cu axele indicatricei (fig. 5).

Nu dispunem încă de analiza chimică a cristalelor de adular. Din analiza chimică a andezitului cuarțifer adularizat din Dealul Murgău, alcătuit din cuarț, adular, sericit și limonit se poate deduce că 4/5 din conținutul în K_2O este legat de feldspat.

În cele mai multe din cazurile examinate, transformarea plagioclajilor în adular este integrală. S-au obținut totuși numeroase date asupra stadiilor intermediare ale procesului metasomatic. Cele mai demonstrative sînt fenomenele de înlocuire în andezitul cuarțifer de Piscuiatu, observate în vecinătatea imediată a orașului Baia-Mare. Andezinul este străbătut de vinișoare de adular care au contur neregulat, mărginit de linii frînte, ce urmăresc direcții cristalografice (fig. 6—10). Procesul poate progresa și de la marginea cristalului, creîndu-se coroane incomplete de adular (fig. 11); mai rar îngroșarea locală a unor infiltrații dă zone centrale de adular în cristalele de plagioclaz.

Fenomene similare au fost observate și în riolitele de pe valea Ilbei, în care sînt variate stadii de transformare ale albitului în adular. Se observă astfel pseudomorfoze de adular în vecinătatea cristalelor de albit cu vine de adular sau indemne. În andezitele din Dealul Bulat s-au observat cristale de andezin proaspăt sau ușor sericitizat, asociate cu pseudomorfoze de adular și de clorit.

Adularizarea se manifestă din primele stadii de metamorfism hidrotermal, deoarece adularul se poate asocia hematitului și cloritului. În zone largi însă, circulația îndepărtează în întregime calciul, magneziul și fierul, formîndu-se roci alcătuite practic numai din cuarț și adular. Deseori se observă sericitizarea prin depășirea condițiilor de stabilitate ale feldspatului în evoluția procesului de metamorfism. Sericitul apare în grupe de lamele mai largi, risipite neregulat, sau în pîsla omogenă ce se dezvoltă capricios, substituind întreg cristalul.

În rocile adularizate, carbonații sînt practic absenți sau formați mai tîrziu, prin substituția feldspatului. În contrast, adularizarea se asociază deseori cu o intensă silicifiere care îmbracă aspecte variate. Au fost observate mase fine cristalizate de silice, substituind în întregime pasta andezitelor și asociindu-se cu cuiburi mai larg cristalizate în care se observă de regulă și formare de adular. În unele roci s-au observat pseudomorfoze de cuarț și adular după piroxeni. În dacitul de Sindilit faza finală de metamorfism hidrotermal se manifestă printr-o largă silicifiere care atacă și cristalele largi de adular, pe o rețea de fisuri. În asociație cu această silicifiere tardivă, adularul poate fi sericitizat și

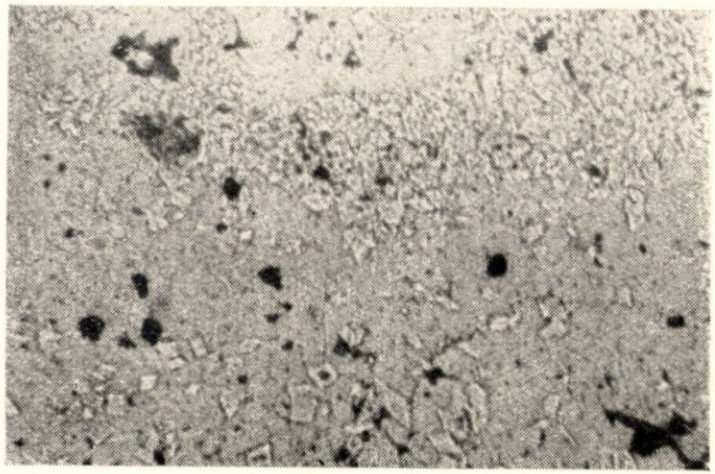


Fig. 1. — Cristale de adular și cuarț substituind pasta andezitului de Seini. Nicoli ||. 60 ×.

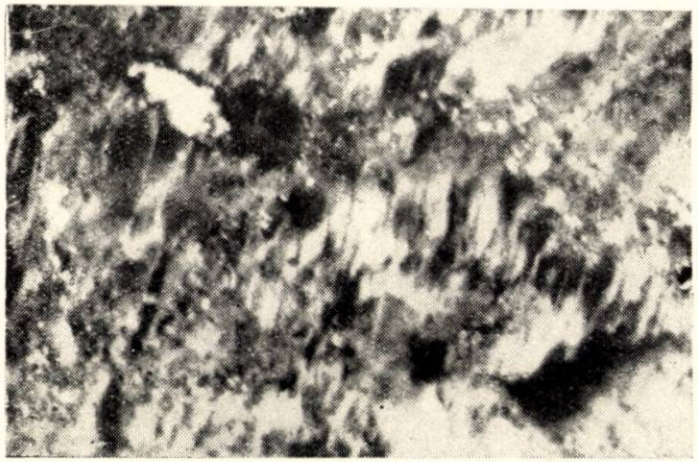


Fig. 2. — Adular triclinic maclat polisintetic. Nicoli încrucișați. 100 ×.

Fig. 3. — Pseudomorfoză de adular cu structură moarată. Nicoli încrucișați. 40 ×.

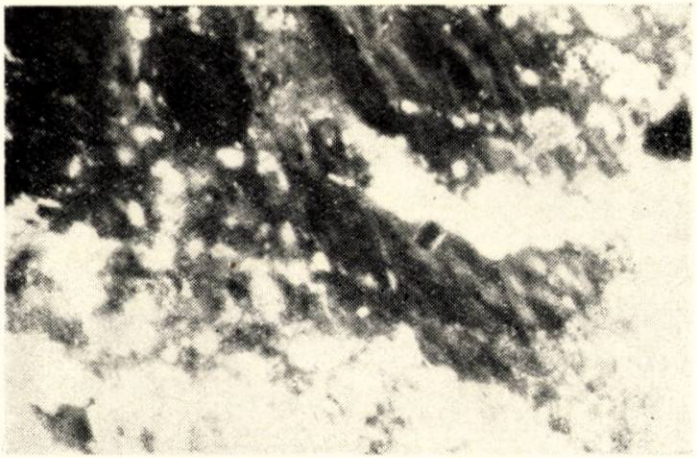


Fig. 4. — Detaliu din figura 3.

caolinizat; un clorit bruniu sau verzui se asociază produselor de substituție. Spălarea acestor silicați lasă un delicat schelet de silice, prins de pereții golurilor rezultate prin fire subțiri de cuarț.

Procesul de adularizare a fost observat în cazul andezitului de Seini, al andezitului cuarțifer de Piscuiatu, al dacitului de Sindilit și al riolitului de Mestecăniș. Condițiile de formare ale adularului sînt destul de variate.

1. Adularizarea este localizată în zonele filoniene. Aceasta este situația în complexele filoniene din Dealul Paprad, din valea Borzaș, valea Toncii și Valea Roșie, toate în andezitul cuarțifer de Piscuiatu. Aceasta arată periferic faciesul cloritocarbonatic, trecînd în zona filoniană la o adularizare intensă, cu levigarea mineralelor ferifere. Rezultă pseudotrahite cuarțifere albe, slab piritizate și sericitizate. În cazul filonului din Dealul Crucii zona de adularizare și sericitizare este largă și interesează atît andezitul de Seini, în care este localizat filonul, cît și andezitul cuarțifer de Piscuiatu, în care se găsește extremitatea sa estică. În vecinătatea filonului sînt dominante pseudotrahitele albe, periferic andezitele sericitizate. Caracterul zonar este atenuat prin sericitizarea ulterioară a andezitului adularizat.

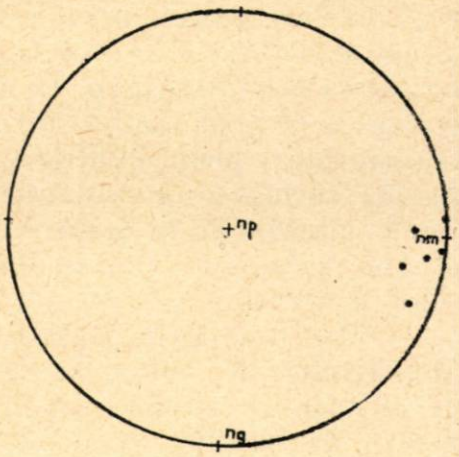


Fig. 5. — Dispersiunea polilor feței de clivaj (010) la adularul triclinic din regiunea Baia-Mare.

2. Aspectul cel mai remarcabil și extensiunea cea mai largă o au rocile adularizate, legate de căile de circulație create prin explozie. Acestea pot da coloane și dykuri de brecii, dar violența unora din explozii determină, pe o largă întindere, fisurația puternică a rocilor; unele dintre aceste crăpături trec în zone de fragmentare. Împreună cu diaclazele născute prin răcire, ansamblul acestor deschideri creează posibilități largi de circulație în masa andezitelor și deschide calea soluțiilor în aglomeratele asociate, ceea ce dă loc la transformări variate.

În cuprinsul dacitului de Sindilit au fost conturate trei coloane de brecii de explozie (fig. 11). Culoarea sa roșie este datorită formării abundente de hematit prin alterarea prismelor fine de hornblendă. Breciile de explozie au fragmente de dimensiuni foarte variate, decimetrice pînă la milimetrice. Dispoziția fragmentelor sugerează că nu s-a produs o deplasare sensibilă de-a lungul coloanei de explozie. Cimentul fragmentelor este pulveriform, pigmentat cu hematit, cuprinde fragmente de cristale de adular sau este format exclusiv din cuarț microgranular. Și fenocristalele de plagioclaz ale fragmentelor sînt adularizate integral. Pasta, cu structură fluidală, este de asemenea adularizată și conține numeroase filamente de hematit, conturînd cristale de hornblendă sau piroxen. O rețea fină de cuarț pătrunde în zona marginală a

fragmentelor de dacit, antrenînd şi recristalizarea pastei. În alte cazuri silicifierea este mai adîncă, fie prin dezvoltarea a numeroase cuiburi mărunte, fie prin formarea de fîşii de cuarţ dispuse adesea după direcţia de curgere. Prin extinderea silicifierii întreaga pastă este recristalizată formîndu-se cuarţ granular ciuruit de cristale de adular. În pseudomorfozele de adular începe infiltraţia silicei; fenocristalele de piroxen sînt înlocuite de cuarţ şi adular, mult mai larg cristalizate decît în restul masei. Mai rar se observă formarea unui clorit vermicular sau lamelar, fin diseminat în pastă.

Deosebit de interesante sînt pseudobreciile cu elemente de dacit roşu în care plagioclazul este parţial adularizat, prinse într-o masă uşor violacee, complet adularizată, omogenitatea întregii roci putînd fi bine urmărită sub microscop. În acest caz, ca şi în multe altele, procesul hidrotermal a depăşit stadiul formării adularului, care începe să sufere variate transformări prin silicifiere, sericitizare şi caolinizare. Remarcăm de asemenea formarea abundentă de tridimit în unele brecii de felul acesta. Zona marginală a dacitului de Sindilit este nealterată, dar în spaţiul dintre coloanele de explozie se observă alteraţii variate de tipul celor descrise.

Cea mai largă activitate explozivă se constată însă în cuprinsul andezitului de Seini, la vest de valea Cicîrlăului. Pe suprafeţe destul de întinse se cunosc brecii de explozie asemănătoare celor descrise în dacitul de Sindilit, uneori însă cu fragmente preponderent mărunte, milimetrice. Deschiderile insuficiente nu permit să le conturăm cu exactitate şi mai ales să stabilim continuitatea lor perfectă în spaţiile largi în care se ivesc, pe Dealurile Tarda, Barnici, Înalt şi Purcăreţ. Unele observaţii recente par să arate că în zonele conturate ca brecii de explozie se ivesc şi lave masive, ca de pildă pe partea nordică a Dealului Barnici.

Seria cea mai completă de fenomene a fost observată pe valea Seini şi pe afluentul său, pîrîul Cetăţii. Andezitele propilitizate din valea Seini arată, pe de o parte, separaţii sferoidale de andezit negru, a cărui alteraţie se rezumă la cloritizarea parţială a piroxenilor iar, pe de altă parte, o reţea de infiltraţie largă, de-a lungul căreia andezitul este decolorat prin spălarea cloritului, iar calcitul şi sericitul cîştigă în importanţă. Pe pîrîul Cetăţii procesele de alterare sînt mai intense, iar structurile pseudoaglomeratelor deosebit de pregnante, cu elemente atingînd dimensiuni decimetrice; decolorarea este foarte înaintată iar roca moale, datorită argilizării pronunţate. În această masă au fost observate zone mai dure, formînd corpuri tabulare verticale, cu o grosime de 1—2 m, şi care dau naştere la mici praguri. Direcţia lor este variată. Aceste roci sînt complet adularizate şi slab silicifiate. Se disting pseudobrecii cu elemente centimetrice sau milimetrice, în care elementele au o culoare mai închisă şi îşi păstrează structura pilotaxitică, iar unele minerale originale se conservă. Matricea este însă adularizată în întregime, fiind constituită din cuarţ şi adular; atît în pseudofragmente cît şi în matrice plagioclazul a fost înlocuit cu adular. Alte brecii arată o fragmentare reală; matricea are o structură clastică, net deosebită de cea pilotaxitică a fragmentelor. Şi în aceste brecii plagioclazul este în întregime substituit.

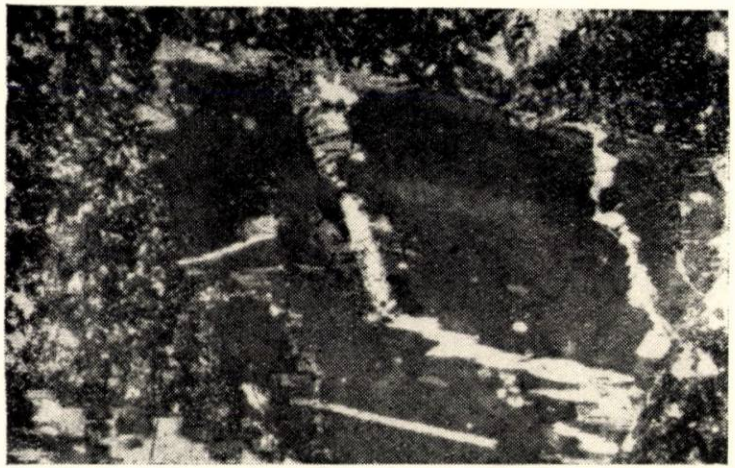


Fig. 6. — Stadiu incipient de înlocuire a andezinului prin adular (alb). Nicoli încrucișați. 100 ×.

Fig. 7. — Același, lumină naturală. 100 ×.

Fig. 8. — Stadiu înaintat de înlocuire a andezinului prin adular. Lumină naturală. 100 ×.

Fig. 9. — Înlocuirea periferică a andezinului prin adular. Nicoli încrucișați. 100 ×.

Aceste observații ne permit să imaginăm că procesul de adularizare s-a desfășurat nu numai pe coloane, a căror localizare ar corespunde unor zone de continuitate a breciilor de explozie și de intensă silicifiere, ci și pe sisteme de dykuri de explozie care au canalizat circulația soluțiilor hidrotermale. Acestea au pătruns și mai departe în rocile fisurate dînd pseudobreciile cu andezite adularizate. Dykurile și pseudodykurile din valea Cetății ar cuprinde spațiul adularizat și silicifiat, localizat în roci intens sericitizate și caolinizate. În acestea din urmă se găsesc elemente largi, mai puțin alterate, arătînd variate structuri de pseudoaglomerate. Se desemnează astfel o megastructură celulară prin ansamblul acestor dykuri care pune și mai bine în evidență caracterul zonar al procesului de alterare. De la andezite proaspete prin andezite cloritizate și carbonatate, andezite sericitizate, se ajunge la andezite adularizate. În părțile puțin deschise ale regiunii, pe culmi, este natural să se întîlnească în blocuri mai ales rocile adînc silicifiate, ceea ce poate crea o imagine necorespunzătoare a răspîndirii diferitelor tipuri de roci alterate. Prin levigare intensă și recristalizare, caracterul pseudobrecios se atenuează și diferențierea diverselor tipuri de brecii devine dificilă.

Pe suprafețe întinse în zonele de culme, sub cuvertura gresiilor panoniene inferioare, în cea mai mare parte erodate, se găsesc aglomerate andezitice metamorfozate. Caracterul polimict, starea de alterare a fragmentelor învecinate, structura deosebită a pastei lor, uneori contururile ovale ale fragmentelor, diferențiază în general aceste roci de breciile de explozie. Acestea din urmă se înrădăcinează de altfel în masa andezitelor. Aglomeratele adularizate și sericitizate arată aceleași transformări; silicifierea lor poate să fie uneori extrem de intensă.

Procesele de adularizare apar asociate fracturilor mineralizate, breciilor de explozie sau aglomeratelor. Dată fiind răspîndirea breciilor de explozie care au creat un păinjeniș de căi de circulație, adularizarea prezintă, în regiunea Baia-Mare, un caracter oarecum regional.

Vîrsta mineralizațiilor este, cel puțin în unele corpuri importante, ca de exemplu la Baia-Sprie și Dealul Crucii, sensibil mai tînără decît punerea în loc a rocilor gazdă. Sînt de asemenea indicații că breciile de explozie sînt mai tinere decît punerea în loc a andezitului de Seini, deoarece procesele de adularizare interesează și aglomeratele andezitice superioare, prinse în zonele de alterație hidrotermală.

Cu datele actuale aportul masiv de potasiu nu își găsește o explicație pe deplin satisfăcătoare. Dată fiind asociația intimă a multor roci adularizate și sericitizate cu filoane metalifere, este indicat a se atribui o sursă profundă venirii potasice. Ca sursă superficială din care să rezulte posibilitatea unei remanieri chimice (5), (6) sînt de considerat în primul rînd aglomeratele și tufurile dacitice și riolitice ce se găsesc intercalate în sedimentele tortoniene din fundamentul catenei vulcanice.

În ceea ce privește condițiile fizico-chimice ale formării adularului, considerăm că o concentrație apreciabilă în silice este necesară fixării potasiului în componența calcică a plagioclazului; de fapt adularizarea este îndeobște asociată cu o abundentă formare de cuarț. A doua condiție necesară credem că este o concentrație mai ridicată în potasiu decît

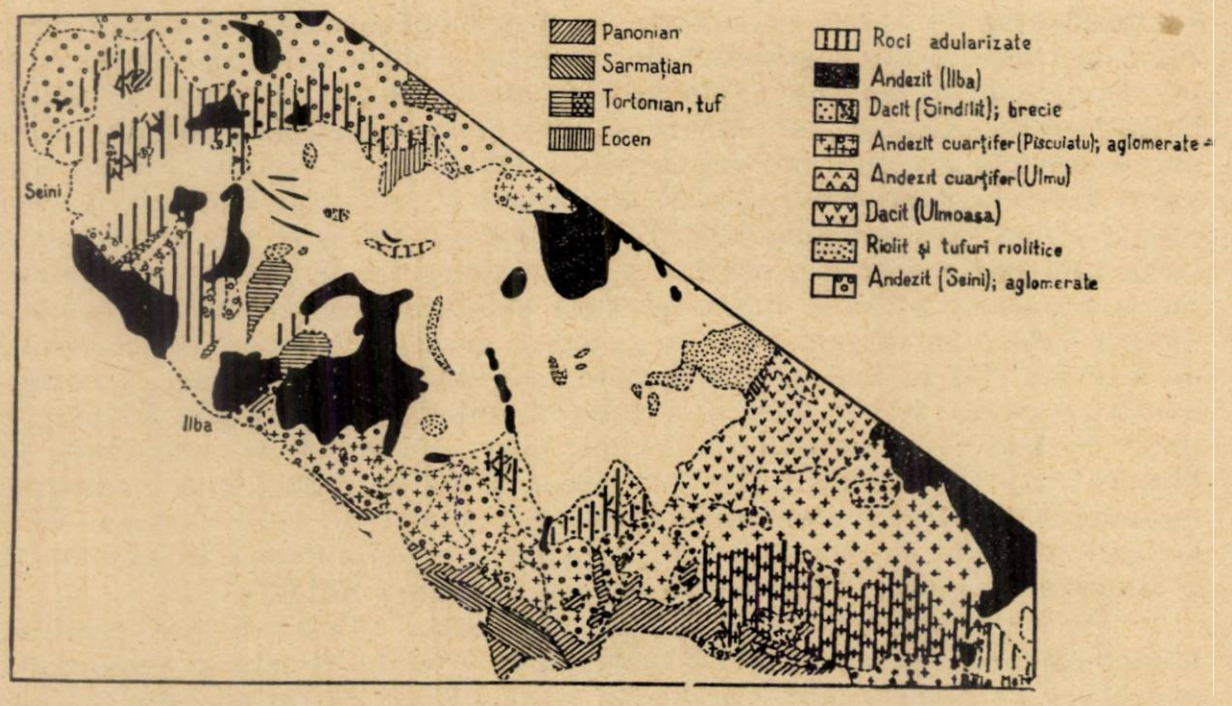


Fig. 10. — Răspîndirea rocilor adularizate în regiunea Baia-Mare. Schiţă întocmită după datele Comitetului geologic.

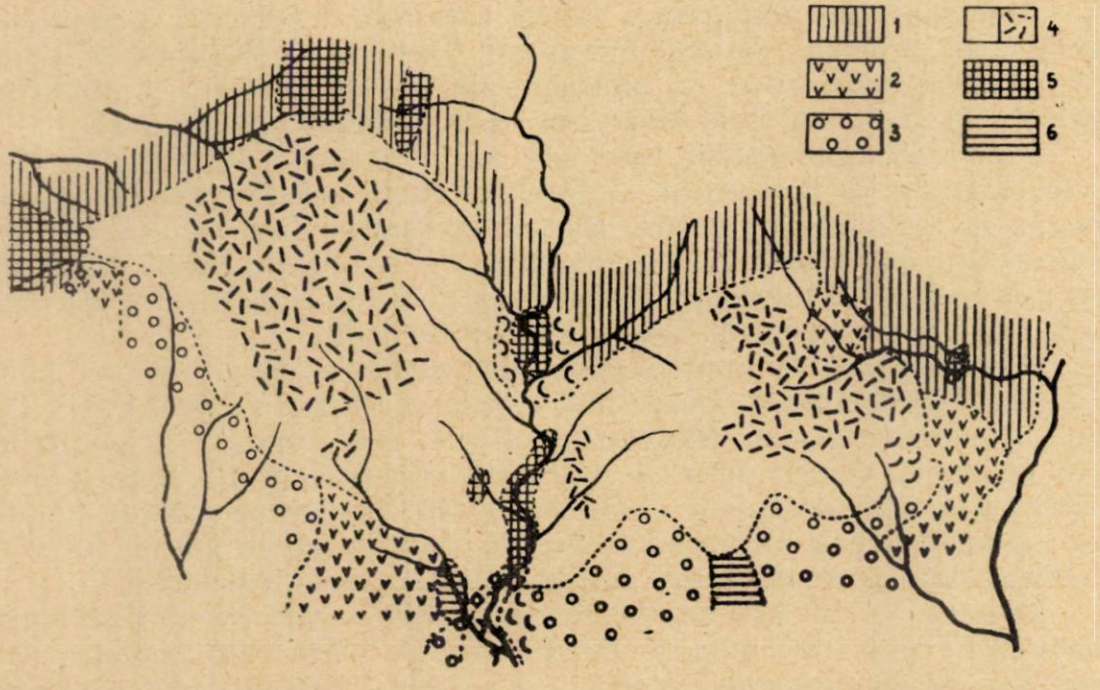


Fig. 11. — Schiţă geologică a dacitului de Sindilit, după datele Comitetului geologic.
1, Andezit de Ilba; *2*, andezit cuarţifer de Piscuiatu; *3*, aglomerate cu andezit cuarţifer; *4*, dacit de Sindilit şi brecia de explozie; *5*, andezit de Ilba; *6*, panonian.

cea care determină în mod obișnuit procesul de sericitizare. Recent, cercetările experimentale ale lui J. H e m l e y (3) au delimitat cîmpurile de stabilitate ale feldspatului potasic, ale sericitului, caolinitului și montmorillonitului în regim hidrotermal. Acestea depind de raportul între concentrația K și H. Creșterea concentrației ionului de potasiu are ca rezultat scăderea temperaturii de formare a adularului, favorizînd deci apariția acestui mineral în locul sericitului, obișnuit în procesele de metamorfism hidrotermal. Rezultatele obținute de J. H e m l e y dau o explicație satisfăcătoare și caracterului de zonalitate al procesului hidrotermal, căci cu depărtarea de la căile majore de circulație, concentrația potasiului scade, acesta fiind consumat în procesul de feldspatizare, iar scăderea probabilă a concentrației ionilor de hidrogen nu poate asigura menținerea raportului $(K^+)/(H^+)$ în limitele necesare. Ca urmare, în zonele periferice se constată formarea de sericit și chiar caolin. Scăderea aportului de potasiu declanșează sericitizarea și caolinizarea adularului în fazele tardive ale metasomatozei.

АДУЛЯРИЗАЦИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД РАЙОНА БАЯ МАРЕ

РЕЗЮМЕ

Гидротермальный метаморфизм изверженных пород района Бая Маре проявился особенно интенсивно. Важную роль играет процесс адуляризации. Значительно развиты процессы преобразования андезитов и дацитов в псевдотрахитовые и псевдориолитовые породы.

Плагиоклазы превращены полностью в адуляр — триклинный, тонкодвойниковый, оптически похожий на санидин. В результате замещения основной массы и пироксенов образовались мелкие кристаллы кварца и адуляра ромбических очертаний. Для наглядности дается описание типичных случаев замещения плагиоклаза адуляром. Адуляризированные породы приурочены к рудным жилам, брекчиям, дайкам и агломератам.

Образование адуляра объясняется повышенной концентрацией калия в растворах, обусловившей стабилизацию гидротермального режима в поле устойчивости полевого шпата; этим объясняется также зональность процессов гидротермального метаморфизма.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Кристаллы адуляра и кварца, замещающие основную массу андезита типа Сеинь Николи II × 60.

Рис. 2. — Триклинный адуляр в полисинтетических двойниках. Николи +. × 100.

Рис. 3. — Псевдоморфозы адуляра с мауровой структурой. Николи +. × 40.

Рис. 4. — Деталь к рис. 3.

Рис. 5. — Триклинный адуляр района Бая Маре — дисперсия полюсов плоскостей спайности (010).

Рис. 6. — Начальная фаза замещения андезина адуляром (белое). Николи +. × 100.

Рис. 7. — То же, в проходящем свете. × 100.

Рис. 8. — Продвинутая фаза замещения андезина адуляром. В проходящем свете. × 100.

Рис. 9. — Периферийное замещение андезина адуляром. Николи +. × 100.

Рис. 10. — Распространение адуляризированных пород в районе Бая Маре. Схематическая карта, составленная на основании данных Геологического Комитета.

Рис. 11. — Геологическая схематическая карта распространения дацита типа Шиндилит, составленная на основании данных Геологического Комитета. 1 — андезит типа Ильба; 2 — кварцевый андезит типа Пискуяту; 3 — агломераты с кварцевым андезитом; 4 — дацит типа Шиндилит и брекчия взрыва; 5 — андезит типа Ильба; 6 — Паннонский.

L'ADULARISATION DES ROCHES VOLCANIQUES DANS LA RÉGION DE BAIA-MARE

RÉSUMÉ

Le métamorphisme hydrothermal des roches volcaniques dans la région de Baia-Mare est particulièrement intense. Les processus d'adularisation y jouent un rôle important. Des masses considérables d'andésites et dacites passent à des roches pseudo-trachytiques et pseudo-rhyolithiques. L'adularisation des plagioclases est généralement intégrale ; il se forme une adulaire triclinique finement maclée, avec une optique rapprochée de celle de la sanidine. La substitution de la pâte et des pyroxènes donne lieu à un agrégat de quartz et adulaire, en cristaux aux contours rhombiques. Afin de démontrer la formation pseudomorphe de l'adulaire d'après le plagioclase, on a figuré des cas typiques de substitution.

Les roches adularisées sont en relation étroite avec les filons métallifères, les brèches d'explosion en colonnes et dykes et avec les agglomérats.

On considère que la formation de l'adulaire est liée à une concentration élevée en potassium dans les solutions, ce qui situe le régime hydrothermal dans le champ de stabilité du feldspath. Cela explique encore la zonalité des processus de métamorphisme hydrothermal.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Cristaux d'adulaire et de quartz se substituant à la pâte de l'andésite de Seini. Nicols ||. 60 ×.

Fig. 2. — Adulaire triclinique, macles polysynthétiques. Nicols croisés ; 100 ×.

Fig. 3. — Pseudomorphose d'adulaire à structure moirée. Nicols croisés ; 40 ×.

Fig. 4. — Détail de la figure 3.

Fig. 5. — Dispersion des pôles de la face de clivage (010) de l'adulaire triclinique de la région de Baia-Mare.

Fig. 6. — Début de substitution de l'adulaire (en blanc) à l'andésine. Nicols croisés ; 100 ×.

Fig. 7. — Le même, vu en lumière naturelle ; 100 ×.

Fig. 8. — Phase avancée de substitution de l'adulaire à l'andésine. Lumière naturelle ; 100 ×.

Fig. 9. — Substitution périphérique de l'adulaire à l'andésine. Nicols croisés ; 100 ×.

Fig. 10. — Dispersion des roches adularisées dans la région de Baia-Mare. Esquisse, établie sur les données du Comité Géologique.

Fig. 11. — Esquisse géologique de la dacite de Sindilit, établie sur les données du Comité Géologique. 1 — andésite d'Ilba ; 2 — andésite quartzifère de Piscuiatu ; 3 — agglomérats contenant de l'andésite quartzifère ; 4 — dacite de Sindilit et brèche d'explosion ; 5 — andésite d'Ilba ; 6 — Pannonien.

BIBLIOGRAFIE

1. Chaisson Ursula, *The optics of triclinic adularia*. Journ. Geology, 1950, vol. 58, p. 537.
2. Giuşcă Dan, *Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare*. Congresul Asociației Carpato-Balcanice, Kiev, 1958.
3. Hemley Julian, *Some mineralogical equilibria in the system* K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Amer. J. Sci., 1959, vol. 257, p. 241.
4. Rădulescu Dan, *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia Mare)*. An. Com. geol., 1958, vol. XXXI.
5. Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Х., Спитковская С. М. и Фиски М. И., *Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород советских Карпат*. Киев, 1955.
6. Szadeczky-Kardoss E., *On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water*. Acta Geologica, 1958, t. V, p. 197—223.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FENOMENELOR DE CONTACT DE LA MĂGUREAUA VAȚEI (MUNȚII DROCEA)

DE

GRAȚIAN CIOFLICA

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 20 — 21 mai 1960

Eruptivul banatitic din Munții Drocea reprezintă continuarea spre nord a aceluia din partea de est a Munților Banatului. Aici, în Munții Drocea, corpurile banatitice sînt localizate pe fracturi de vîrstă laramică; acest magmatism deschide ciclul vulcanismului subsecvent, care se manifestă intens în timpul neogenului, ocupînd o suprafață importantă în interiorul arcului carpatic.

În Munții Drocea, eruptivul banatitic este reprezentat prin patru masive mai importante, la care se asociază un bogat cortegiu filonian.

Unul dintre masivele banatitice apare la Săvîrșin, fiind constituit din granite, granodiorite și diorite cuarțifere; în zona de contact dintre granite și granodiorite se găsesc faciesuri microgranitice și aplitice.

Alt masiv banatitic, important prin structura sa, se găsește la Căzănești — Ciungani și este format din diorite cuarțifere de Pietroasa. Acestuia i se asociază un complex filonian alcătuit din microdiorite, granite și aplite granitice.

Ambele masive au forma unor lame — sfenolite — orientate NE-SV, care se înrădăcinează de-a lungul marginii sud-estice. Ele sînt dispuse pe același aliniament cu linia de încălecare laramică.

Următorul masiv banatitic apare la Cerbia și este alcătuit în partea sa vestică din granite, în timp ce marginea estică este formată din granodiorite.

Ultimul masiv este acela de la Măgureaua Vaței, constituit preponderent din diorite cuarțifere și granodiorite. Aceste ultime două masive se dispun pe un al doilea aliniament, care are o orientare conformă cu primul.

Asupra acestui ultim masiv eruptiv, și în special asupra fenomenelor de contact pe care le produce în jurul său, ne vom opri în continuare.

*

Regiunea Măgureaua Vaței se găsește situată în colțul de NE al Munților Drocea, puțin la S de valea Crișului Alb, în apropiere de Vața.

Vulcanismul ofiolitic s-a manifestat extrem de intens în acest sector, ca de altfel în întreaga zonă axială a Munților Mureșului. O mare importanță au în special erupțiile prechimerice, în timp ce complexul de erupții, asociat depozitelor neocomiene, se întîlnește, aici, cu totul subordonat; complexul eruptiv neocomian este în schimb bine dezvoltat mult mai la sud, în regiunea Visca — Vorța — Godinești (2), (3).

Vulcanismul prechimeric este reprezentat prin bazalte, la care se asociază uneori dolerite. Bazaltele formează curgeri importante de lave, în condiții submarine. Aglomeratele asociate acestora apar numai la izvorul văii Ponorului, dar pe o suprafață destul de restrînsă. Doleritele afloreză în valea Ponorului, puțin la sud de confluența sa cu Valea Mare (fig. 1).

Eruptivul banatitic formează cîteva corpuri mai importante, alcătuite în general din diorite cuarțifere, granodiorite, granite, diorite porfirice și granodiorite porfirice; faciesurile porfirice sînt întîlnite destul de frecvent și alcătuiesc corpuri nediferențiate, obișnuit filoane.

Corpul banatitic principal se dezvoltă începînd de la Măgureaua pînă la E de Valea Seacă. El este constituit preponderent din granodiorite cu hornblendă și biotit la care se asociază, destul de frecvent, diopsid și hipersten. Plagioclazul este zonat recurent, învelișurile fiind uneori discontinui și pe alocuri corodate. Compoziția sa corespunde unui andezin cu 35—40% An. Ortoza prezintă numeroase șuvițe micropertitice și adesea dă concreșteri grafice cu cuarțul, în special în cazul separațiilor granitice.

În masa acestui corp se întîlnesc separații sau filoane de granodiorite porfirice, în care masa fundamentală reprezintă o concreștere dintre cuarț și ortoză, iar fenocristalele sînt de plagioclaz, ortoză, hornblendă, diopsid, hipersten, adesea întîlnindu-se și foițe de biotit.

Între valea Ponorului și valea Cerboaia se dezvoltă un al doilea corp banatitic, format în special din diorite cuarțifere; la extremitatea sa nord-estică se găsesc numeroase acumulări melanocrate cu dimensiuni centimetrice. Dioritul cuarțifer are un aspect inechigranular, dat de prezența fenocristalelor de plagioclaz (45—50% An), zonate recurent, cuprinse într-o masă fundamentală, dar tot faneromeră, alcătuită din plagioclaz, de asemenea zonat, cuarț, diopsid, hipersten hornblendă și biotit.

În vecinătatea dioritului cuarțifer mai apar cîteva corpuri de diorite, adesea porfirice, dar cu dimensiuni mai reduse. Filoane de diorite porfirice sau granodiorite porfirice se mai întîlnesc în apropiere de confluența văii Ponorului cu Valea Seacă, la SE de Șireanu, la est de Măgureaua și în alte cîteva puncte de pe valea Ponorului.

G. CIOFLICA

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII MĂGUREAUA VAȚEI (Mții DROCEA)

0 0,5 1km

v. Vața

v. Brădengasa

Căzănești

v. Mare

v. Cerboaia

v. Ponorului

Măgureaua

vf. Urzica

v. Seacă

v. Valea Părului

v. Sireanului

Sireanu

Pietrele Albe

vf. Persitului

Bazalte. Dolerite. Jurasic superior. Senonian. Diorite cuarțifere. Granodiorite. Diorite porfirice și granodiorite porfirice. Cuaternar.

Corneene compacte cu amfibol sau piroxen. Calcare marmorizate. Skarne. Corneene cu biotit.

Aureola de contact a banatitelor.

c. 3940

Fig. 1

Din examinarea succintă a corpurilor de banatite de la Măgureaua Vaței se desprinde impresia generală a unei variabilități, dintr-un loc într-altul, a compoziției mineralogice, a structurii și chiar a texturii — în unele cazuri — încît este greu de a face toate separațiile pe teren. Acest fapt este extrem de important de reținut, mai ales dacă ne gîndim că sîntem în prezența unor corpuri cu dimensiuni nu prea mari, în care totuși regimul de neliniște și labilitate continuă a fost activ. Astfel de aspecte capricioase ale banatitelor au fost semnalate și în alte regiuni, unde corpurile au dimensiuni mult mai importante și, ca atare, și fenomenele devin mai pronunțate (4), (5), (1).

Corpurile de banatite sînt intruse în complexul ofiolitic și în calcarele de Stramberg, ridicîndu-se pînă la nivelul depozitelor senoniene.

Calcarele de Stramberg reprezintă lambouri lăsate de eroziune pe suprafața bazaltelor. Într-o serie de puncte, calcarele de Stramberg au în bază intercalații de silexuri cu grosimi centimetrice. Pe valea Ponorului calcarele au un aspect brecios, în care cimentul fragmentelor de calcar îl reprezintă o argilă gălbuie-roșcată

În jurul corpurilor eruptive, calcarele de Stramberg sînt puternic recristalizate, fiind transformate în marmură de culoare albă. Aureola de recristalizare este destul de importantă ca dimensiune și conține cuiburi sau lentile de skarne.

Depozitele senoniene sînt alcătuite din șisturi argiloase, adesea micacee, cenușii sau negricioase, gresii micacee, uneori feruginoase și conglomerate poligene, cu elemente de șisturi cristaline, calcare jurasice, calcare negre, șisturi argiloase, gresii etc. Conglomeratele se găsesc intercalate la diferite nivele în masa de șisturi argiloase și gresii, predominînd în special la partea superioară a complexului detritic. La vest de vîrful Urzica, în acest complex se intercalează benzi filiforme de cărbuni. Acolo unde depozitele senoniene vin în contact nemijlocit cu banatitele, ele sînt transformate în corneene. Depozitele senoniene sînt aproape orizontale. Vîrsta lor o luăm în considerare după observațiile lui M. S o c o l e s c u, care a caracterizat acest complex prin analogie cu alte regiuni (7).

DESCRIEREA FENOMENELOR DE CONTACT *)

Fenomenele de contact, provocate de intrusiunea corpurilor banatitice, sînt destul de variate și interesează rocile bazaltice, calcarele de Stramberg și depozitele cretacice.

a. *Metamorfismul de contact al bazaltelor*

În partea sud-vestică a corpului de diorit cuarțifer, bazaltele sînt transformate, pe o zonă relativ restrînsă, în corneene compacte, fin cristaline, de culoare neagră. Au fost identificate corneene cu amfibol, cor-

*) Mineralele identificate în zona de contact a banatitelor de la Măgureaua Vaței nu au fost descrise pînă acum în literatura de specialitate referitoare la această regiune.

neene cu piroxen și corneene cu piroxen și amfibol. Aceste varietăți de corneene indică stadiile de evoluție în procesul de metamorfism, de la faciesul corneenelor cu piroxen la acela amfibolic.

În general, prin metamorfismul de contact, structura ofitică este complet modificată, predominînd aspectul cristaloblastic, adesea cu tendințe spre forme porfiroblastice, prin dezvoltarea cristalelor de plagioclaz.

În cazul corneenelor cu amfibol (pl. II, fig. 10 și 11), componentul principal îl reprezintă hornblenda verde, ce substituie augitul, la care se asociază biotitul, dar în cantitate redusă. Cristalele de hornblendă obișnuit au dimensiuni mici, cu forme izometrice sau rotunjite; în acest caz ele formează aglomerări sub formă de cuiburi sau se înșiruie pe anumite direcții. Există și o hornblendă verzuie, cu dimensiuni mai mari, cu aspect prismatic. Plagioclazul formează un agregat mărunt, cu forme izometrice sau de lamele alungite. Cînd plagioclazul este de talie mare, aspectul neomogen este mult mai evident; el este presărat cu pulbere de minereu și umplut cu cristalite de amfibol. Compoziția plagioclazului în toate cazurile se conservă; ea corespunde unui labrador cu un conținut în anortit cuprins între 55 și 60%. Sfenul este totdeauna rotunjit, iar magnetitul apare sporadic.

Există cazuri frecvente cînd agregatului de hornblendă și biotit i se asociază piroxeni mărunți, rotunjiți sau poligonali, care formează și în acest caz aglomerări în formă de cuiburi (pl. II, fig. 9). De remarcat, însă, este faptul că în această parageneză piroxenii se întîlnesc numai în masa interstițială. Plagioclazul nu prezintă nici un aspect nou decît tendința lamelor de a se orienta uneori divergent.

Un aspect deosebit îl prezintă corneenele cu piroxen, în care componentul principal este augitul. În astfel de cazuri, dispunerea divergentă a lamelelor de plagioclaz este un fenomen general, în timp ce formele poligonale și rotunjite se întîlnesc rar. Sfenul și foițele de biotit, concrescute adesea cu pennin apar și acum.

În vacuolele din bazaltele recristalizate se întîlnesc lamele de clorit asociate cu cristale mărunte de augit, dar totdeauna rotunjite. Adesea corneenele sînt traversate de filonașe cu calcit și epidot.

b. *Metamorfismul de contact al depozitelor cretacice*

Recristalizarea depozitelor cretacice este evidentă aproape peste tot, acolo unde ele vin în contact nemijlocit cu corpul de granodiorit. Transformările cele mai intense se remarcă totuși pe Valea Seacă, unde corneenele îmbracă un aspect compact și o textură rubanată, în care foițele de biotit încep să devină extrem de abundente.

Șisturile argiloase sînt cele mai frecvent recristalizate, dînd corneene cu biotit. În masa acestora apar cuiburi formate din foițe de biotit, adesea concrescute cu sericit, la care se asociază cristale de magnetit, cuarț fuziform, turmalină și zircon. Uneori foițele de biotit sînt dispersate în toată roca, dar în acest caz au dimensiuni extrem de mici.

Unele corneene sînt formate din zone lenticulare sau neregulate, bogate în magnetit pulveriform, presărat într-o pastă micacee. Într-un singur caz au fost recunoscute pseudomorfoze de foițe de sericit după cordierit, care urmăresc dispoziția în sectoare.

Metamorfismul gresiilor se manifestă prin neoformațiunea cimentului micaceu și a magnetitului pulveriform.

c. *Metamorfismul de contact al calcarelor jurasice*

Aureola de metamorfism de contact din masa calcarelor este cea mai importantă, atît prin întinderea sa, cît și prin fenomenele de substituție metasomatică care au avut loc. Ea este constituită din marmure de culoare albă, cu o granulație mai mare sau mai măruntă, în care apar cuiburi sau lentile de skarne, uneori cu concentrații de magnetit. Acumularea skarnelor are loc de obicei în zonele imediat învecinate corpului banatitic.

Au fost identificate skarne granatice cu magnetit (pl. I, fig. 7), skarne granato-wollastonitice (pl. II, fig. 8) și skarne granato-piroxenice. Componenții principali ai skarnelor sînt : wollastonitul, diopsidul, grosularul, andraditul, vezuvianul și scapolitul. Magnetitul apare numai în skarnele de la Marmora, Vîrtop și Ponor.

Dintre silicați mai frecvent este wollastonitul, ce se întîlnește aproape în toate paragenezele sub formă de agregate prismatice. Interesantă este microstructura zonară a granaților, caracterizată printr-o succesiune de învelișuri de grosular ce alternează cu învelișuri de andradit (fig. 2).

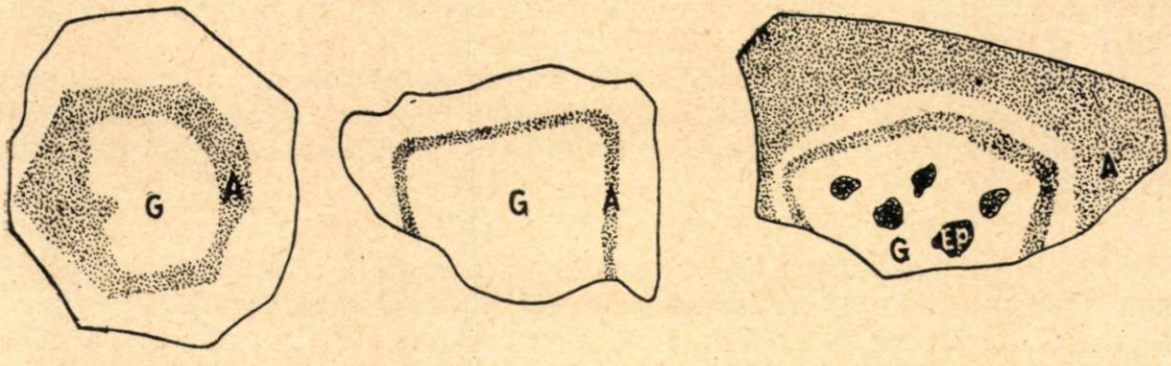


Fig. 2. — Detaliu indicînd microstructura granaților (55 ×). *G*, Grosular ; *A*, andradit ; *Ep*, epidot.

Unele dintre învelișuri sînt corodate sau efilate. S-a observat că nucleul este totdeauna format din grosular, în timp ce ultimul înveliș, în cazul unei succesiuni complexe, este constituit din andradit. Pe crăpăturile din cristalele de granat se dezvoltă epidot, calcit și clorit. Transformările pot fi așa de avansate încît epidotul formează un agregat cu granulație măruntă, ce substitue cea mai mare parte din cristalele de grosular (fig. 3). În mod frecvent granatul include cristale de diopsid.

Vezuvianul este un alt component important al skarnelor, formînd cristale prismatice sau agregate compacte, uneori cu dimensiuni de cîțiva milimetri. El este întîlnit în multe parageneze, deși manifestă o preferință pentru andradit; acolo unde crește conținutul în andradit se observă o participare mai abundentă a vezuvianului. Cristalele de vezuvian înglobează andradit și wollastonit (pl. I, fig. 6).

Scapolitul a fost identificat într-o singură secțiune, fiind reprezentat prin varietatea mizzonit. El este parțial transformat într-un agregat de sericit și calcit.

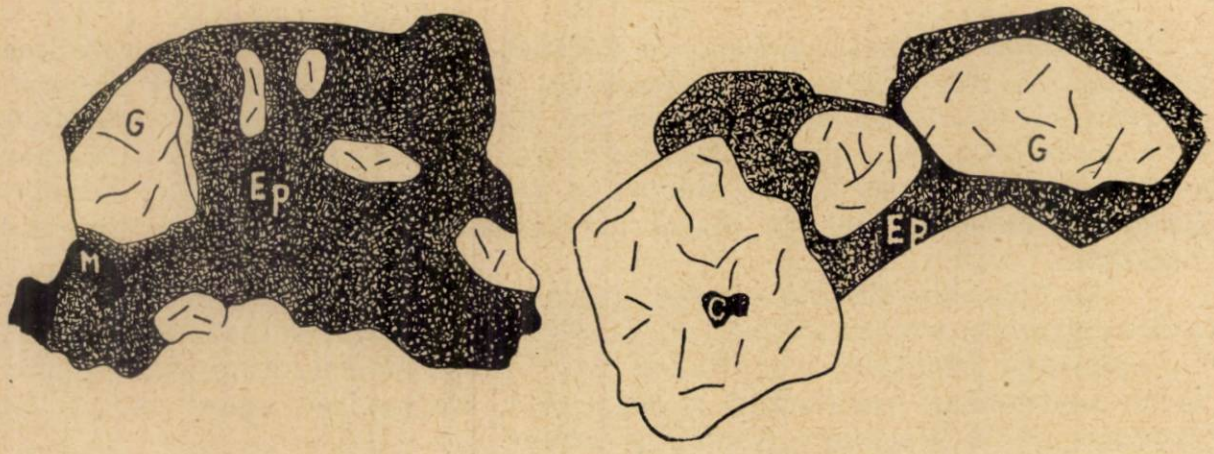


Fig. 3. — Detaliu indicînd transformarea grosularului în epidot (55 ×). *G*, Grosular; *Ep*, epidot; *C*, calcit; *M*, magnetit.

Magnetitul formează grăunțe rotunjite sau xenomorfe, ce ocupă spațiile dintre silicați; în unele cazuri, acesta invadează sub formă de filonașe în masa celorlalte minerale. În interstiții mai apar cuarț opal, clorit și calcit.

Fenomenul de martitizare este extrem de abundent în masa magnetitului de la Ponor. Hematitul care provine în urma acestei transformări se concentrează în apropierea fisurilor din magnetit sau pe marginile acestuia.

*

În jurul corpurilor banatitice se desenează o aureolă puternică de metamorfism de contact. Lățimea acestei aureole este variabilă; în masa calcarelor ea are circa 1,5 km, în timp ce în bazalte și în depozitele senoniene nu reprezintă decît o fîșie îngustă, limitată în vecinătatea masei eruptive.

Primele transformări provocate de intrusiunea banatitică sînt acelea de recristalizare a rocilor preexistente, care au dat naștere corneenelor și marmurelor. Intensitatea acestor fenomene este trădată, în cazul depozitelor senoniene, de apariția biotitului și chiar a cordieritului, în zonele imediat învecinate corpurilor eruptive. Tranziția de la faciesul corneenelor cu piroxen la acela al corneenelor cu amfibol, ca și apariția piroxenului în vacuolele din bazaltele recristalizate, în defavoarea cloritului, marchează stadiile de evoluție ale intensității undei metamorfice.

Fig. 4. — Diorit cuarțifer. Valea Cerboaia (12 ×, Nicoli +).

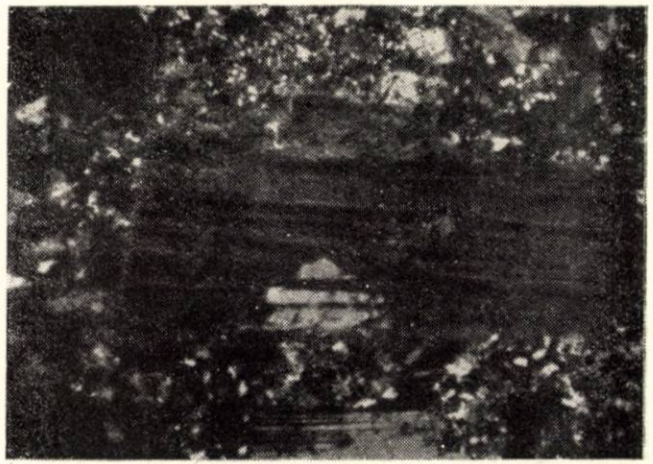


Fig. 5. — Granodiorit porfiric. Valea Cerboaia (25 ×, Nicoli +).

Fig. 6. — Detaliu în vezuvian. În stînga — incluziuni de wollastonit; negru — magnetit. Pîrîul Marinescului (45 ×, Nicoli ||).

Fig. 7. — Skarn granatic. Grosular în calcit. Pîrîul Marinescului (90 ×, Nicoli ||).

Fig. 8. — Skarn granato-wollastonitic. Cenușiu închis — andradit; cenușiu deschis — grosular; alb — wollastonit. Pîrîul Marinescului (50 ×, Nicoli ||).

Fig. 9. — Corneană cu piroxen și amfibol. Negru — magnetit; cenușiu închis — amfibol; cenușiu deschis și poligonal — piroxen; alb — feldspat. Valea Ponorului (50 ×, Nicoli ||).

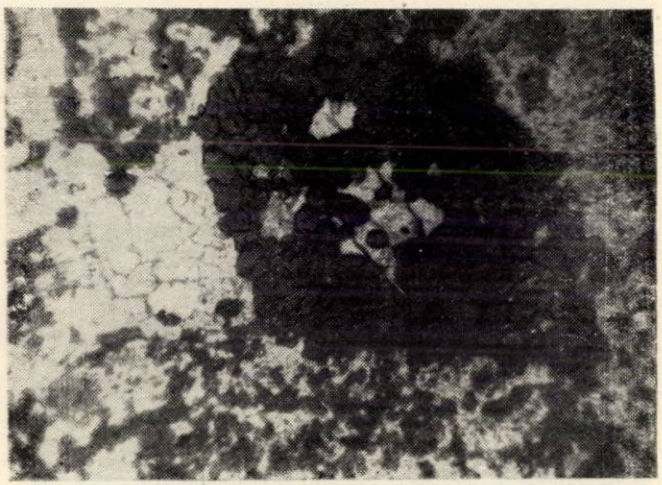


Fig. 10. — Corneană cu amfibol. Cenușiu închis — amfibol; alb — feldspat; negru — magnetit. Valea Ponorului (25 ×, Nicoli ||).

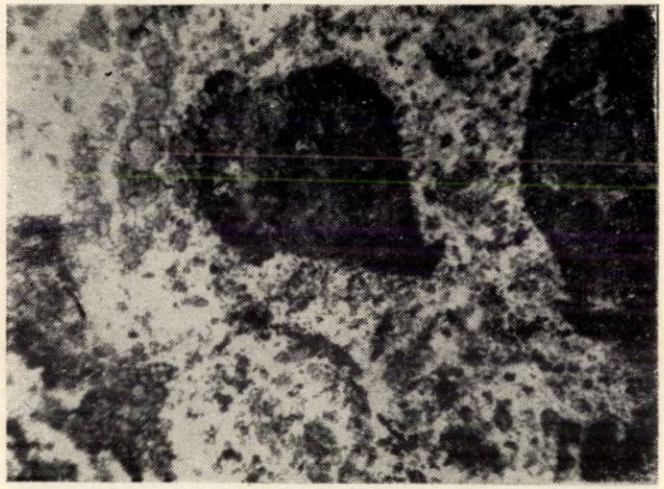


Fig. 11. — Corneană cu amfibol. Cenușiu — amfibol; alb — feldspat. Valea Ponorului (35 ×, Nicoli ||).

Dacă aceste fenomene de transformare a bazaltelor și depozitelor senoniene sînt limitate ca dezvoltare în spațiu, în schimb efectul recristalizării din masa calcarelor este extins pe o suprafață mult mai mare. Peste această aureolă de recristalizare, formată din marmură, s-a suprapus procesul de metasomatoză care a jucat un rol important în formarea cuiburilor și lentilelor de skarne.

Deși numărul mineralelor principale care compun skarnele este redus, totuși paragenezele sînt destul de variate :

wollastonit + vezuvian ± andradit
wollastonit + grosular ± scapolit
wollastonit + grosular + diopsid
grosular + diopsid + vezuvian
andradit + vezuvian
grosular + andradit ± magnetit.

Dacă urmărim succesiunea de formare, ca și diferitele asociații de minerale din skarne, reiese că în prima fază — realizată la temperatură ridicată — ca urmare a metasomatismului magnezian, a fost posibilă formarea diopsidului, care însă a avut o durată scurtă. În faza următoare, caracterizată printr-un aport pronunțat de alumină și oxid de fier, s-a format inițial grosularul și, ulterior, andraditul [1]). O dată cu apariția wollastonitului și vezuvianului se încheie cea de-a doua fază de substituție metasomatică, care de altfel este cea mai importantă și care a avut cea mai lungă durată. Urmează în succesiune formarea scapolitului prin aportul de halogeni, care însă reprezintă numai un moment de scurtă durată. Faptul acesta ar putea să justifice conținutul redus al skarnelor în magnetit, ca și frecvența hiperstenului în dioritele cuarțifere și în granodiorite, deoarece posibilitatea de transfer al fierului din magmă în skarne a fost redusă.

Procesul de substituție pirometasomatică se încheie cu apariția magnetitului, în special în skarnele formate din minerale melanocrate.

Mai departe urmează întregul cortegiu de fenomene hidrotermale care interesează atît corneenele din bazalte și depozitele cretacice, cît și skarnele. Ca urmare a acestor transformări apare agregatul de epidot, sericit, clorit, calcit, cuarț, opal și hematit.

Din această prezentare sumară rămînem cu impresia, pe de o parte, că cele dintîi skarne formate au fost piroxenice, urmate apoi de cele granatice, wollastonitice și cu vezuvian, care s-au suprapus peste primele — apariția scapolitului în cantitate infimă ar explica conținutul scăzut al skarnelor în magnetit — pe de altă parte, că magnetitul s-a acumulat în special acolo unde skarnele sînt alcătuite din minerale colorate, fapt important pentru procesul de prospectare.

---

[1]) Determinările efectuate pe materialul recoltat nu ne-au permis să precizăm dacă spre sfîrșitul fazei a doua aportul de oxid de fier n-a scăzut. Totuși, apariția în continuare a wollastonitului și a vezuvianului ca și absența hedenbergitului în această asociație, ar indica o diminuare a rolului metasomatic al fierului.

К ИЗУЧЕНИЮ КОНТАКТОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА УЧАСТКЕ МЭГУРЯУА ВАЦЕЙ (ГОРЫ ДРОЧА)

РЕЗЮМЕ

Вокруг банатитовых тел участка Мэгуряуа Вацей, представленных кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диоритпорфиритами и гранодиоритпорфиритами, широко развиты ореалы контактового метаморфизма.

В юрских базальтах, относящихся к оффиолитовому комплеску гор Дроча, развиты амфиболовые и пироксеновые роговики, а в сенонских отложениях наблюдается частичная перекристаллизация биотита и начальное появление кордиерита. В пустотах базальтов наблюдается также перекристаллизация пироксена.

Юрские известняки превращены в мраморы с гнездами и линзами магнетитовых скарнов. Выделяются гранатовые скарны с магнетитом, гранато-волластонитовые и гранато-пироксеновые скарны. Главный компонент скарнов представлен везувианом, а скаполит встречается спорадически.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая карта участка Мэгуряуа Вацей (горы Дроча).

Рис. 2. — Деталь с изображением микроструктуры гранатов. *B* — гроссуляр; *A* — андрадит; *Ep* — эпидот. × 55.

Рис. 3. — Деталь, изображающая превращение гроссуляра в эпидот. *B* — гроссуляр; *Ep* — эпидот; *C* — кальцит; *M* — магнетит.

Таблица I

Рис. 4. — Кварцевый диорит; дол. Чербоя. Николи +. × 12.

Рис. 5. — Порфировый гранодиорит; дол. Чербоя. Николи +. × 25.

Рис. 6. — Везувиан с включениями волластонита; р. Маринескулуй. Николи ||. × 45.

Рис. 7. — Гранатовый скарн. Гроссуляр в кальците р. Маринескулуй. Николи ||. × 90.

Таблица II

Рис. 8. — Волластонито-гранатовый скарн. Темносерое — андрадит; светлосерое — гроссуляр; белое — волластонит; р. Маринескулуй. Николи ||. × 50.

Рис. 9. — Пироксено-амфиболовый роговик. Черное — магнетит; темносерое — амфибол; светлосерое, полигональной формы (мелких размеров) — пироксен; белое полевой шпат; дол. Валя Понорулуй. Николи ||. × 40.

Рис. 10. — Амфиболовый роговик. Темносерое — амфибол; белое — полевой шпат; черное — магнетит; дол. Валя Понорулуй. Николи ||. × 25.

Рис. 11. — Амфиболовый роговик. Серое — амфибол; белое — полевой шпат; д. Валя Понорулуй. Николи ||. × 25.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DE MĂGUREAUA VAȚEI (MONTS DE DROCEA)

RÉSUMÉ

Les corps de banatites de Măgureaua Vaței, constitués de diorites quartzifères, de granodiorites, de diorites-porphyres et de granodiorites-porphyres, ont créé autour d'eux une puissante auréole de métamorphisme de contact.

Dans les basaltes jurassiques, appartenant au complexe ophiolithique des monts de Drocea, apparaissent des cornéennes à amphiboles et des cornéennes à pyroxène, tandis que, dans les dépôts sénoniens, on remarque une recristallisation partielle de la biotite et un commencement de développement de la cordiérite. Dans les vacuoles des basaltes, on remarque de même une recristallisation du pyroxène.

Les calcaires jurassiques sont transformés en marbres, qui contiennent des nids ou des lentilles de skarns à magnétite. On y a identifié des skarns à grenat et magnétite, des skarns à grenat et wollastonite et des skarns à grenat et pyroxène. La vésuvianite est un composant principal des skarns, tandis que la scapolite n'apparaît que d'une manière sporadique.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique de la région Măgureaua Vaței (monts de Drocea).

Fig. 2. — Détail de microstructure des grenats (55 ×). *G*, Grossulaire ; *A*, andradite ; *Ep*, épidote.

Fig. 3. — Détail révélant la transformation de la grossulaire en épidote (55 ×). *G*, Grossulaire ; *Ep*, épidote ; *C*, calcite ; *M*, magnétite.

PLANCHE I

Fig. 4. — Diorite quartzifère. Valea Cerboaia. Nicols croisés ; gross. : 12 ×.

Fig. 5. — Granodiorite-porphyre. Valea Cerboaia. Nicols croisés ; gross. : 25 ×.

Fig. 6. — Détail dans la vésuvianite. A gauche — inclusions de wollastonite ; en noir — magnétite. Pîrîul Marinescului. Lumière naturelle ; gross. : 45 ×.

Fig. 7. — Skarn à grenat. Grossulaire dans la calcite. Pîrîul Marinescului. Lumière naturelle ; gross. : 90 ×.

PLANCHE II

Fig. 8. — Skarn à grenat et wollastonite. Gris foncé — andradite ; gris clair — grossulaire ; blanc — wollastonite. Pîrîul Marinescului. Lumière naturelle ; gross. : 50 ×.

Fig. 9. — Cornéenne à pyroxène et amphibole. Noir — magnétite ; gris foncé — amphibole ; gris clair et polygonal — pyroxène ; blanc — feldspath. Valea Ponorului. Lumière naturelle ; gross. : 50 ×.

Fig. 10. — Cornéenne à amphibole. Gris foncé — amphibole ; blanc — feldspath ; noir — magnétite. Valea Ponorului. Lumière naturelle ; gross. : 25 ×.

Fig. 11. — Cornéenne à amphibole. Gris — amphibole ; blanc — feldspath. Valea Ponorului. Lumière naturelle ; gross. : 35 ×.

BIBLIOGRAFIE

1. Cioflica G., *Studiul mineralogic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (M-ții Drocea)*. An. Com. geol., 1960, vol. XXXII (sub. tipar).
2. — *Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi*. Anal. Univ. „C. I. Parhon", 1961, nr. 27 (sub tipar).
3. — *Entwicklung des mesozoischen Vulkanismus im Drocea-Gebirge*. Geochemical conference of the Hungarian Academy of Sciences, 5—10 oct., 1959.
4. Codarcea Al., *Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat)*. An. Inst. geol. rom., 1931, vol. XV.
5. Giușcă D., *Le massif éruptif de la Vlădeasa*. An. Com. geol., 1950, vol. XXIII.
6. Harker A., *Metamorphism*. Londra, 1956.
7. Socolescu M., *Les affleurements de minerais de la région Vața-Șoimuș — Buceava — Săvîrșin — Zam*. C. R. des Séances de l'Inst. Géol. Roum., 1940, t. XXXIII.
8. Winchell A. N. a. Winchell H., *Elements of optical mineralogy*. New York, 1956.

CERCETĂRI MINERALOGICE ÎN ZĂCĂMÎNTUL DE SĂRURI DE POTASIU ȘI MAGNEZIU DE LA TG.-OCNA—GĂLEANU

DE

DAN P. RĂDULESCU

Comunicare prezentată de M. SAVUL, *membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 22 martie 1960*

Deși unitatea evoluției geologice a zonei subcarpatice — din Ucraina și pînă în Carpații romînești — fusese de multă vreme recunoscută, unul din elementele foarte caracteristice pentru partea nordică a acesteia — depozitele de săruri de K și Mg — nu a fost găsit pe teritoriul țării noastre decît foarte recent. Multă vreme masivele de sare gemă au fost considerate a reprezenta, în exclusivitate, aici, produsele evaporării apelor marine în cursul terțiarului. Singurele informații asupra existenței sărurilor de K și Mg în cuprinsul zonei subcarpatice din țara noastră proveneau de la P. Poni (5) care examinase cîteva eșantioane de silvină (asociată, poate, și cu carnalit) din regiunea Tg.-Ocna; conținutul de K și Mg al apelor unor izvoare din aceeași regiune contribuiau în a-l face să considere ca posibilă existența pe teritoriul țării noastre a unor depozite de tipul celor din Ucraina subcarpatică.

Cercetările intense executate în ultima vreme au reușit să pună în evidență prezența acumulărilor de săruri magneziene și potasice în imediata apropiere a localității Tg.-Ocna, la Găleanu. Noi am prezentat deja cîteva informații asupra alcătuirii mineralogice a depozitului de la Tg.-Ocna — Găleanu (6), (7).

Lucrările miniere executate de unități ale Ministerului Industriei Petrolului și Chimiei în ultimul timp au reușit să deschidă foarte bine acest zăcămînt. Examinînd, în continuare, alcătuirea mineralogică a materialului am reușit să alcătuim o imagine destul de amplă a zăcămîntului, din acest punct de vedere; ea corespunde foarte bine cu ideile generale care se degajau din studiile geologice executate în această regiune de Comitetul geologic și I.E.C.M. [1]).

[1]) Probele și planurile miniere necesare stabilirii distribuției mineralelor în zăcămînt au fost puse la dispoziție de I.E.C.M.; după lucrările aceleiași instituții a fost luată delimitarea zonei cu săruri de K și Mg.

MINERALE IDENTIFICATE

Numărul mineralelor identificate în zăcămîntul de la Tg.-Ocna — Găleanu este, relativ, redus : 10 specii, număr în care sînt incluse însă sarea gemă, anhidritul, gipsul și polihalitul, minerale aproape totdeauna prezente, ca însoțitoare, în asemenea depozite. Numai langbeinitul reprezintă un element nou față de ceea ce era deja cunoscut (6), (7) [1]).

Sarea gemă este prezentă în toate asociațiile întîlnite, cu participări variate ; cu cît asociația mineralogică este mai simplă, cu atît ea este mai abundentă. Ea este totdeauna mediu- sau macrogranulară, de culoare cenușie în cele mai multe cazuri.

Anhidritul apare destul de rar, de obicei împreună cu sare gemă și polihalit. Cristalele au dimensiuni submilimetrice și contururi idiomorfe.

Polihalitul poate fi o formațiune primară sau secundară ; în aceste două situații granulația sa este net diferită (mai mică în al doilea caz). Apare, totdeauna în cantități reduse.

Gipsul este o apariție sporadică de natură secundară, dacă nu chiar recentă.

Silvina este, după sarea gemă, mineralul cel mai comun, și ea aproape omniprezentă atît în asociațiile simple cît și în cele complexe ; ea poate fi de natură primară sau secundară. În mod obișnuit este de culoare roz și numai excepțional este incolor-albă. Cristalele sale au dimensiuni de ordinul milimetrilor.

Kainitul este un mineral care caracterizează asociațiile mineralogice mai complexe ; în cele mai multe cazuri el este o formațiune secundară, dar și depunerea sa primară, îndeosebi în asociație cu sarea gemă, pare în afară de orice îndoială. Cristalele sale — de dimensiuni mici — sînt asociate în mod neregulat cu celelalte minerale.

Picromeritul este un însoțitor permanent al kainitului. El apare de foarte multe ori sub formă de cruste pulverulente și mai rar în mase compacte.

Carnalitul formează numai în puține puncte mase pure mai importante ; în cele mai multe cazuri apare ca resturi într-o masă de minerale născute, în bună măsură, pe seama sa. Cristalele au, totdeauna, contururi neregulate, de coroziune.

Kieseritul constituie cristale prismatice, de multe ori aproape idiomorfe, cu dimensiuni superioare unui milimetru, asociate în mod primar cu sarea gemă ; kainitul este un produs obișnuit al transformării sale.

Langbeinitul constituie mase sticloase, cenușii, în care intervine și sarea gemă. Valoarea determinată pentru refringerență $N_{Na} = 1{,}535.$ ($\pm$ 0,001) a permis identificarea sa lîngă aceasta din urmă.

[1]) Caracterele optice ale celorlalte minerale au fost prezentate în lucrările citate.

MODURILE PRINCIPALE DE PREZENTARE A MATERIALULUI ÎN ZĂCĂMÎNT

În zăcămîntul de săruri de K și Mg de la Tg.-Ocna — Găleanu, așa ca și în zăcămintele din Ucraina subcarpatică, prezența materialului argilos este deosebit de importantă. Acesta apare ca fragmente de rocă cu dimensiuni variabile și contururi angulare asociate cu materialul salin, propriu-zis; aspectul cel mai frecvent este cel brecios. Mult mai rar, formele fragmentelor sînt rotunjite — ele sînt și mai mici, în aceste cazuri — creîndu-se astfel aspectul de „sare cu cuiburi de argilă-marnă". Sarea gemă și silvina reprezintă aproape totdeauna materialul care cimentează fragmentele; „breciile cu sare gemă + silvină" constituie, de altfel, elementul petrografic cel mai caracteristic pentru acest zăcămînt. Puține alte minerale mai participă — sporadic, numai — la alcătuirea breciilor: anhidritul, polihalitul și, cu caracter secundar, kainitul și picromeritul.

Masele compacte de săruri de K și Mg sînt mai puțin frecvente și de dimensiuni reduse. Ele se prezintă fie cu caracter omogen — ca urmare a asocierii neregulate a cristalelor diferitelor minerale — fie, mai adesea, ca succesiuni de pături — uneori cu grosimi subcentimetrice — în care alcătuirea mineralogică este deosebită. Toate mineralele identificate pot participa la alcătuirea maselor compacte de săruri.

Între formele caracterizate prin abundența materialului argilos și cele, practic, lipsite de el există numeroase aspecte intermediare, după raportul cantitativ al celor două elemente componente principale.

ASOCIAȚIILE MINERALOGICE

Cele 10 minerale enumerate au fost întîlnite în următoarele asociații:

1. Sare gemă + anhidrit.
2. Sare gemă + polihalit.
3. Sare gemă + anhidrit + polihalit.
4. Sare gemă + silvină.
5. Sare gemă + kainit ± *silvină*[1]) ± *picromerit.*
6. Sare gemă + kieserit ± *silvină* ± *kainit* ± *picromerit.*
7. Sare gemă + carnalit ± *silvină* ± *kainit* ± *picromerit*
8. Sare gemă + langbeinit.

Primele 3 asociații reprezintă, fără îndoială, produse ale unor prime momente ale procesului de precipitare: zona cu anhidrit și polihalit. Ultimele 4 asociații sînt produse mai tîrzii ale precipitării; ele par să reprezinte zona carnalitică, kainitică și kieseritică din depozitele cu săruri de K și Mg cunoscute în alte regiuni. Asociația sare gemă + silvină repre-

[1]) Mineralele culese cu litere cursive sînt, în mod obișnuit, de natură secundară.

zintă, probabil, zona silvinitică din diagrama „solară" a lui Kurnakov dar caracterul secundar al silvinei, în unele cazuri, complică interpretarea.

1. Sare gemă + anhidrit

Asociația sării geme cu anhidritul poate prezenta două aspecte. Uneori, cristalele de anhidrit sînt dispersate în masa de sare (pl. I, fig. 5); ele au totdeauna dimensiuni mici, submilimetrice, și contururi idiomorfe. Procentul de anhidrit este foarte scăzut. Aspectele generale sînt acelea de cristalizare simultană a celor două minerale.

Alteori, anhidritul constituie pături subțiri — pînă la 1 cm, sau ceva mai groase — cuprinse în masa de sare. Asemenea zone sînt alcătuite exclusiv din anhidrit, în cristale mici asociate într-o masă compactă (pl. I, fig. 6). Anhidritul este prezent și în aceste situații, printre cristalele de sare gemă, dar numai sporadic. Asemenea aspecte se datoresc alternării unor momente de mai accentuată concentrare a soluțiilor saline cu situațiile normale de precipitare a sării geme.

În ambele cazuri, sarea gemă are o granulație net superioară aceleia a anhidritului; cristale cu diametrul de cîțiva milimetri reprezintă modul normal de prezentare. Sînt frecvente cazurile în care caracterul macrogranular este și mai accentuat. O altă trăsătură caracteristică pentru sarea gemă, în special, și pentru întreaga asociație, în general, este puritatea materialului. Este vorba, totdeauna, de mase compacte de săruri — niciodată brecii — în care numai excepțional materialul argilos fin poate fi ceva mai abundent.

În unele cazuri, celor două minerale li se adaugă cantități variabile de silvină; această situație va fi discutată la asociația sare gemă + silvină.

2. Sare gemă + polihalit

Asociația sare gemă + polihalit este destul de obișnuită în zăcămînt; ea se prezintă în aceleași două aspecte principale ca și asociația anterioară.

În formele de „cristale de polihalit dispersate într-o masă de sare gemă" (pl. I, fig. 7) această asociație poate constitui fie doar pături cu grosimi variabile intercalate între alte asociații, fie zone cu dezvoltări de ordinul metrilor. Cantitatea de polihalit este redusă în asemenea situații, iar dimensiunile cristalelor sînt de ordinul zecimii de milimetru sau chiar mai mici; evident, ele sînt totdeauna idiomorfe.

Ceva mai frecvente sînt păturile de polihalit compact; acestea se detașează foarte net din masa de sare cenușie în care se găsesc cel mai adesea, datorită colorației lor ușor roz. Grosimea obișnuită, pe care numai rareori o depășesc, este de 1—2 cm. Polihalitul microgranular — dimensiuni între 0,01 și 0,1 mm — formează mase compacte foarte pure.

Este semnificativ faptul că, în numeroase cazuri, asociația sare gemă + polihalit — în ambele sale forme de prezentare — se găsește în imediata vecinătate a asociațiilor în care apar kainit, carnalit etc.; este evident, în felul acesta, faptul că ea reprezintă un moment de accentuare a concentrației soluțiilor originare, trecerea de la zona cu sulfați de Ca și Mg la zone superioare.

3. Sare gemă + anhidrit + polihalit

Asociația sare gemă + anhidrit + polihalit este, relativ, slab reprezentată în materialul examinat. Ea se prezintă totdeauna ca intercalații de anhidrit + polihalit într-o masă de sare gemă. Culoarea acestora este albicioasă sau ușor roz, deosebită de cenușiul sării geme. Anhidritul este, în general, subordonat polihalitului din punct de vedere cantitativ.

Ca și în asociațiile anterioare, sarea gemă este macrogranulară în timp ce anhidritul și polihalitul se prezintă în cristale foarte mici, cu dimensiuni de ordinul sutimii de milimetru, de multe ori.

4. Sare gemă + silvină

Asociația sare gemă + silvină este cea mai frecventă în întreg zăcămîntul; ea este cea mai bine conturată atît din punct de vedere mineralogic cît și textural, dar prezintă și oarecari variații.

Modul principal de prezentare al acestei asociații îl reprezintă breciile; sarea gemă împreună cu silvina constituie materialul care leagă fragmentele între ele (pl. II, fig. 11). Variațiile de textură în cele două sensuri — datorită creșterii importanței materialului argilos sau a celui salin — sînt posibile în limite foarte largi. De la roci argiloase-marnoase cu vinișoare de sare gemă + silvină, există toate formele de trecere, prin brecii, pînă la masele de sare gemă + silvină cu cuiburi mai mult sau mai puțin frecvente de material argilos. Acestea sînt aspectele care pot fi socotite ca cele mai caracteristice pentru zăcămîntul de la Tg.-Ocna — Găleanu.

În mase compacte lipsite de material argilos, asociația silvină + sare gemă nu apare decît în puține cazuri; ea formează fie benzi cu grosimi de cîțiva centimetri în mase de sare gemă, fie intercalații în argile.

Atît în brecii cît și în masele compacte asociația sare gemă + silvină are culori roz-roșcate; nuanța variază în funcție de participarea silvinei. Participarea celor două minerale este variabilă; între cazuri de dominare netă a silvinei și cele de prezență subordonată sînt posibile toate situațiile.

Granulația celor două minerale este totdeauna mare; cristalele cu diametre de 2—3 mm sau mai mari reprezintă modul obișnuit de prezentare. La examenul microscopic se poate constata însă că întrepătrunderile dintre sarea gemă și silvină sînt foarte comune și foarte fine (pl. II, fig. 10). În puține cazuri cele două minerale se găsesc în cristale idiomorfe, cu contururi simple. De multe ori aspectele indică în mod net o înlocuire

a sării geme prin silvină. Acestea din urmă se insinuează pe spațiile de clivaj, corodează și substituie cristalele de sare gemă, din care nu mai rămîn decît resturi elipsoidale în masa de silvină astfel apărută (pl. II, fig. 9).

Apariția ceva mai tîrzie a silvinei în asociația sare gemă + silvină este demonstrată și de existența anhidritului în unele probe. Cristalele de anhidrit, cu dimensiuni mici, se găsesc asociate numai cu sare gemă; în cazul dispariției acesteia ele își păstrează un mod de prezentare care arată că au fost incluse în masa de silvină formată ulterior. Imposibilitatea acceptării caracterului primar pentru asociația sare gemă + silvină + anhidrit sprijină observațiile de natură fiziografică ce indică o apariție mai tîrzie a silvinei. Silvina a apărut, probabil, într-un moment imediat următor formării sării geme și a determinat astfel aspectele de substituție. Este mai puțin probabil ca formarea silvinei să fie mult mai tîrzie, să aibă un veritabil caracter secundar. Acest mod de a vedea lucrurile este în acord cu punctul de vedere al cercetătorilor sovietici asupra desfășurării proceselor de precipitare pe linia echilibrelor metastabile (solare); formarea silvinei poate avea loc, în mod primar, fără intervenția temperaturilor ridicate.

Prezența anhidritului arată însă că materialul inițial în care a intervenit silvina a putut să fie reprezentat și de produse ceva mai vechi ale procesului de cristalizare, nu numai de sarea gemă imediat anterioară precipitării acesteia. Deoarece asociația sare gemă + anhidrit aparține unor momente mai timpurii față de cele în care apare silvina, considerarea acesteia ca produs secundar, în asemenea situații, nu este neîndreptățită.

5. Sare gemă + kainit ± *silvină* ± *picromerit*

Kainitul, ca formațiune primară, reprezintă un element foarte caracteristic pentru zăcămîntul de la Tg.-Ocna așa ca, de altfel, și pentru zăcămintele din Ucraina subcarpatică. Observații care permit această interpretare a genezei sale au fost deja prezentate de numeroși cercetători pentru aceste ultime zăcăminte.

Asociațiile de sare gemă cu kainit au culori roz sau gălbui-cenușii rezultate din îmbinarea culorilor obișnuite ale sării geme și kainitului. Sarea gemă este, ca totdeauna, macrogranulară — elemente cu diametre de 1, 2, 3, 4 mm — în timp ce kainitul se poate prezenta fie în cristale de talie asemănătoare cu cele de sare — 1, 2 mm diametru — fie în cristale cu dimensiuni de ordinul zecimii de milimetru. Contururile cristalelor sînt idiomorfe în multe cazuri (pl. II, fig. 12), dar sînt foarte frecvente situațiile în care kainitul are contururi neregulate; în asemenea cazuri, între sarea gemă și kainit există o ușoară îndințare care, evident, poate prezenta aspecte variate după dimensiunile pe care le au cristalele acestuia din urmă.

În majoritatea cazurilor, celor două minerale menționate li se adaugă silvina și picromeritul; ele apar totdeauna cu caracter secundar și, din această cauză, măsura în care participă la alcătuirea asociației este foarte

variabilă. Caracterul secundar al silvinei se manifestă în contururile elementelor, în aspectele de corodare a cristalelor celorlalte minerale etc. Natura secundară a picromeritului este foarte evidentă. El se substituie kainitului păstrînd în masa sa, după momentul din evoluţia înlocuirii pe care îl observăm, fragmente mai mari sau mai mici, mai numeroase sau mai puţin numeroase din acesta. Elementele de picromerit au de foarte multe ori un aspect „ciuruit" din cauza frecvenţei resturilor de kainit (pl. III, fig. 13 şi 14). În alte aspecte, este vizibilă insinuarea picromeritului, în interiorul cristalelor de kainit.

Silvina tinde să formeze totdeauna elemete macrogranulare şi dimensiunile mici nu apar decît datorită întrepătrunderilor, îndinţărilor dintre sare şi silvină. Prezenţa picromeritului dezvoltat pe seama kainitului complică totdeauna foarte mult situaţia dimensiunilor. Atît dacă este vorba de picromerit în mase curate care pătrunde în cristalele de kainit dar, mai ales, dacă este vorba de apariţia de resturi de kainit în picromerit, dimensiunile elementelor ce trebuie considerate sînt de ordinul zecimii şi sutimii de milimetru.

Măsura în care participă cele 4 minerale la alcătuirea asociaţiei este foarte variabilă; aceasta se datoreşte atît variaţiei iniţiale a cantităţii de kainit, cît mai ales intervenţiei, în măsură imposibil de apreciat, a celor două minerale secundare. Se întîlnesc mai rar situaţii de netă predominare a kainitului, dar nu sînt rare participările masive ale picromeritului.

În afară de modul de prezentare descris, kainitul poate forma şi benzi bine individualizate în masa de sare gemă; ele au totdeauna grosimi reduse. Formarea primară a kainitului este, şi în aceste cazuri, evidentă. În majoritatea situaţiilor, cea mai mare parte din kainit este înlocuită cu picromerit.

6. **Sare gemă** + **kieserit** ± *silvină* ± *kainit* ± *picromerit*

Kieseritul, ca formaţiune primară, constituie un alt aspect foarte caracteristic pentru zăcămintele din zona subcarpatică; în toate probele în care a fost întîlnit, acest mineral prezintă caractere nete de depunere primară. El apare atît sub formă de cristale dispersate în masa de sare gemă cît şi în zone compacte, separate, însă nu prea larg dezvoltate. Cristalele sale sînt totdeauna idiomorfe, iar eventualele neregularităţi nu conduc niciodată la ştergerea completă a acestui caracter (pl. III, fig. 15). Dimensiunile sînt de ordinul milimetrilor; cristalele sale intră totdeauna în agregate macrogranulare cu sarea gemă, neapărînd nici o complicaţie din acest punct de vedere.

Kainitul este un mineral care nu lipseşte, în mod obişnuit, din asociaţiile kieseritice; natura sa nu este însă totdeauna clară. În cele mai multe cazuri el este net secundar, format pe seama kieseritului; cristalele sale conţin resturi de kieserit sau formează asociaţii microgranulare care mulează ori străbat cristalele de kieserit. Uneori, formarea sa pe seama

kieseritului nu este evidentă, iar în cîteva cazuri s-au constatat aspecte care ar putea fi interpretate în favoarea naturii sale primare.

Silvina și picromeritul sînt formațiuni secundare, cu modurile de prezentare obișnuite. Formarea picromeritului pe seama kainitului și chiar a kieseritului este vizibilă. Silvina apare, ca și în alte asociații, fără o dependență directă față de un alt mineral.

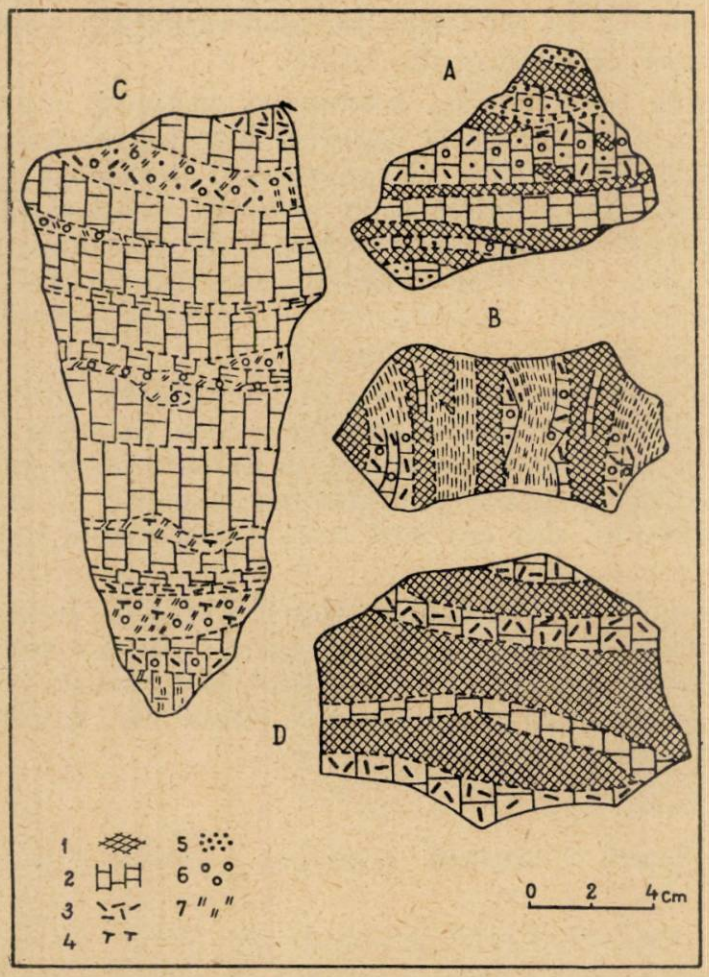


Fig. 1. — Tipuri de alcătuire a materialului din zăcămînt. Toate probele sînt de la orizontul inferior.

A și *D*, Partea vestică; *B*, partea nordică; *C*, partea centrală. *1*, Material argilos; *2*, sare gemă; *3*, silvină; *4*, polihalit; *5*, kieserit; *6*, kainit; *7*, picromerit.

7. Sare gemă + carnalit ± *silvină* ± *kainit* ± *picromerit*

Prezența carnalitului este destul de redusă în materialul examinat, dar, așa cum se va vedea la distribuția mineralelor în zăcămînt, ea pare să contribuie la caracterizarea depozitelor de la Tg.-Ocna.

Mineralele însoțitoare obișnuite sînt sarea și silvina; cristalele de carnalit apar dispersate în masa acestora și, mai rar, ca zone separate

(pl. III, fig. 16). Este caracteristic faptul că deşi, în mod obişnuit, asociaţiile carnalitice formează mase compacte s-au întîlnit, sporadic, şi situaţii în care ele participă la cimentarea fragmentelor din brecii. Masele de carnalit pot să fie atît roşii cît şi incolore ; în asociaţie cu sarea gemă culoarea devine roz-gălbuie. În asociaţiile cu sarea gemă carnalitul apare în elemente cu dimensiuni şi contururi foarte variabile ; dimensiunile sînt în mod obişnuit, de ordinul zecimii de milimetru dar ele pot depăşi uneori 1 mm. Întrepătrunderile între sarea gemă şi carnalit sînt foarte capricioase datorită conturilor neregulate ale acestora din urmă. Rareori formele idiomorfe pot fi sesizate ; de multe ori carnalitul se prezintă numai în elemente rotunjite sau scheletice.

Silvina pare a fi, în totalitatea cazurilor, un produs secundar pe seama carnalitului ; se pot întîlni unele situaţii în care procesul de transformare este evident. N-au fost întîlnite aspecte care să sugereze caracterul primar al asociaţiei carnalit + silvină.

Kainitul şi picromeritul sînt totdeauna secundare ; ele apar în forme scheletice, ca vinişoare sau ca pulberi peste şi în masa carnalitului. Este foarte probabil ca prezenţa acestor două minerale să se datorească nu numai transformării materialului carnalitic, ci şi unei circulaţii mai largi de soluţii.

8. Sare gemă + langbeinit

Langbeinitul a fost întîlnit în cîteva probe în asociaţie directă cu sarea gemă ; el apare numai în zona caracterizată prin prezenţa carnalitului.

Masele în care apare langbeinitul sînt macrogranulare, incolore, sticloase. Datorită faptului că el apare în cantităţi reduse, ca şi asemănării de refringenţă cu sarea gemă, n-au putut fi obţinute secţiuni în care prezenţa sa să fie cu siguranţă determinată ; nu se pot da detalii în ceea ce priveşte modul de asociere a cristalelor sale cu sarea gemă.

Langbeinitul pare a trece în picromerit.

★

În legătură cu alcătuirea mineralogică a materialului examinat mai trebuie făcute cîteva observaţii care, datorită caracterului lor general, n-au putut fi încadrate în sistematizarea pe asociaţii mineralogice prezentată.

În afară de cazurile în care formarea kainitului pe seama unui mineral anterior este evidentă, mai trebuie menţionate situaţiile în care, deşi caracterul secundar al acestuia este neîndoielnic, el nu apare legat de vreunul din mineralele paragenezei respective. Este normal să presupunem că o circulaţie mai largă de soluţii a permis formarea kainitului în oricare punct al zăcămîntului ; aspectele fibroase şi de formaţiune superficială pe asociaţia mineralogică fundamentală caracterizează aceste situaţii.

Posibilitatea de formare secundară a polihalitului trebuie, de asemenea, considerată. N-au fost observate relaţii de transformare între poli-

halit şi alte minerale, dar în multe cazuri aspectele asociaţiilor de cristale de polihalit par să justifice o asemenea interpretare. Au fost de altfel constatate şi situaţii în care polihalitul apare pe diaclaze care conturează, îmbracă, fragmentele din brecii. Formarea secundară a polihalitului ar fi putut avea loc în cadrul unei circulaţii generale de soluţii care să fi adus, spre exemplu, conţinuturi de Mg şi K peste anhidrit şi să determine transformarea acestuia.

Ceea ce este însă deosebit de interesant pentru polihalit este faptul că el apare deseori în elemente care au aspectul de „remaniere", de reluare ca atare dintr-un depozit anterior şi includere în depozitul actual (pl. I, fig. 8). De multe ori, în asociaţii diverse, în cadrul cărora însă prezenţa polihalitului nu este obişnuită, se găsesc fragmente rotunjite, cu aspecte de „cuiburi", constituite din polihalit microgranular şi material argilos (diametre de la cîţiva milimetri la 1—2 cm); aspectul de „element străin" în asociaţia mineralogică respectivă este foarte pregnant. Dată fiind prezenţa importantă a materialului argilos în toate aceste cazuri — fapt care arată şi el posibilitatea păstrării fragmentelor, ca atare, dintr-un material anterior — trebuie să conchidem că, într-adevăr, porţiuni din depozite polihalitice — argiloase mai vechi au putut fi prinse în produse mai noi ale precipitaţiei.

*

Asociaţiile mineralogice descrise nu au decît rareori o dezvoltare ceva mai largă; îndeosebi asociaţiile mai complexe constituie, de cele mai multe ori, benzi cu grosimi maxime de 1—2 cm care alternează între ele sau cu benzi de sare gemă ori material argilos. Cele cîteva schiţe din figura 1 oglindesc destul de bine care este situaţia din acest punct de vedere.

DISTRIBUŢIA ASOCIAŢIILOR MINERALOGICE ÎN ZĂCĂMÎNT

În porţiunea de zăcămînt cunoscută prin forajele executate şi prin cele două orizonturi deschise pînă în momentul efectuării cercetărilor noastre, distribuţia asociaţiilor mineralogice vădeşte o pregnantă regularitate (orizontul superior se găseşte la 100 m adîncime, iar cel inferior cu 75 m mai jos). Zona cu săruri de K şi Mg — ca întreg complexul de depozite sedimentare de aici — se dezvoltă în direcţie N—S şi înclină către E.

Este drept că nu în toate cazurile delimitarea în spaţiu a zonelor s-a putut face cu aceeaşi precizie; din punct de vedere mineralogic şi textural ele sînt însă perfect conturate. Identitatea de raporturi în spaţiu între zonele din diverse puncte şi corespondenţa foarte bună între cele două orizonturi asigură „realitatea" lor şi ne fac să credem că structura zăcămîntului, aşa cum se schiţează în descrierea care urmează, nu este prea îndepărtată de realitate. Evident, delimitarea dezvoltării în spaţiu a diverselor zone reprezintă numai o aproximare, uneori mai bună alte ori mai puţin bună, în funcţie de numărul şi distribuţia probelor examinate.

În cuprinsul zăcămîntului a fost posibilă separarea unor zone distincte constituite din asociaţii carnalitice, kieseritice, anhidritice-polihalitice şi material brecios cu sare gemă + silvină.

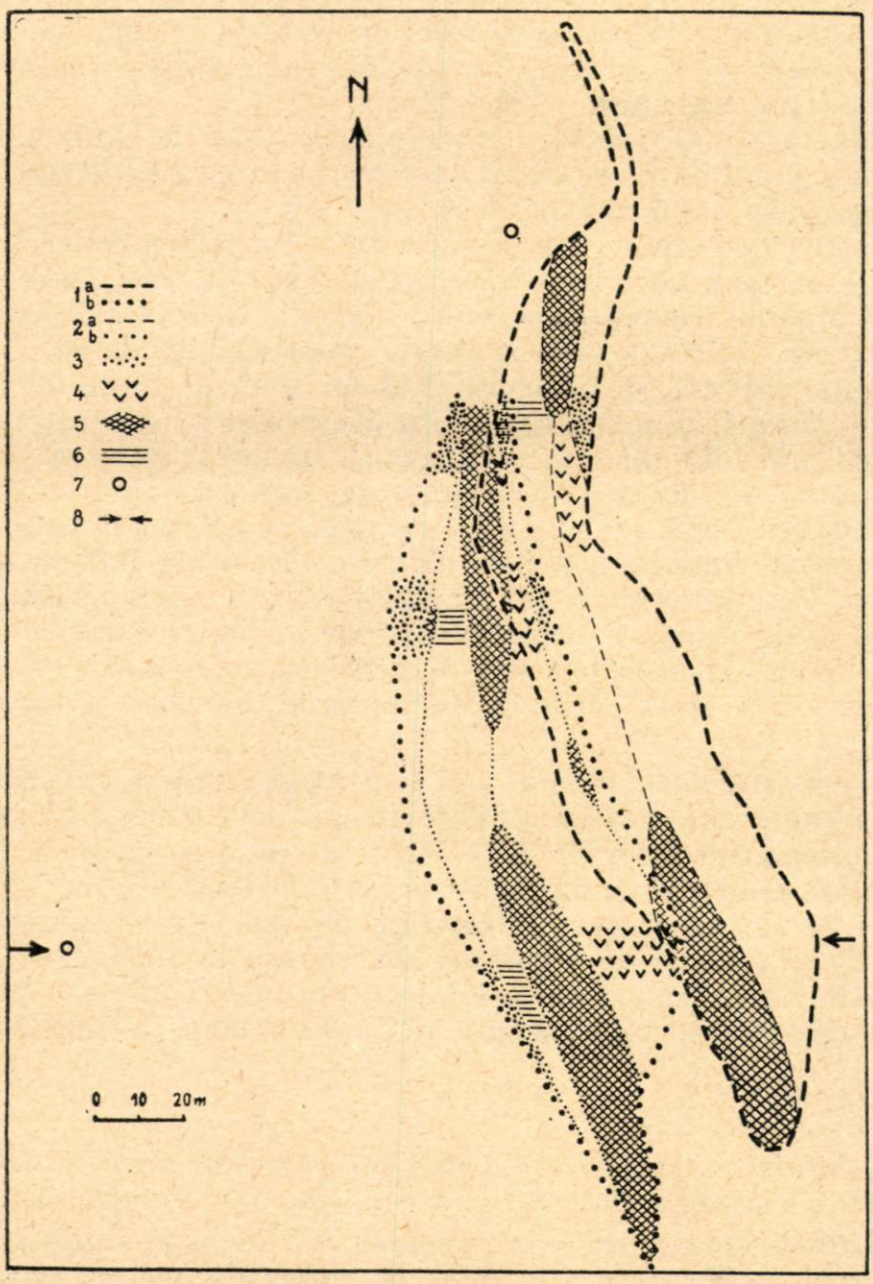


Fig. 2. — Distribuţia asociaţiilor mineralogice în zăcămînt.

1, Limitele regiunii cu săruri de K şi Mg la orizontul superior (*a*) şi inferior (*b*); *2*, limitele zonelor mineralogice la orizontul superior (*a*) şi inferior (*b*); *3*, zona cu asociaţii polihalitice-anhidritice; *4*, zona cu asociaţii carnalitice; *5*, zona centrală de material brecios cimentat cu sare gemă + silvină; *6*, zona cu asociaţii kieseritice; *7*, foraj; *8*, linie de profil.

Elementul constituent principal al zăcămîntului pare a fi materialul brecios cimentat cu sare gemă + silvină; el constituie, la orizontul superior, două zone bine dezvoltate a căror continuare în profunzime a putut fi

foarte bine urmărită. Modul lor de apariție la orizontul inferior sugerează reunirea lor în profunzime, s-au, în orice caz, o mai largă dezvoltare. Zonele de material brecios cimentat cu sare gemă + silvină sînt alungite în direcție N—S și au, mai ales la orizontul inferior, o foarte clară poziție centrală în zăcămînt; la orizontul inferior ele sînt, uneori, chiar la limita regiunii cu săruri de K și Mg, dar își păstrează poziția relativă față de celelalte zone mineralogice.

Celelalte zone de asociații mineralogice apar la ambele orizonturi dar, îndeosebi, la cel inferior poziția și dezvoltarea lor este foarte sugestivă; și ele se dezvoltă în direcție N—S.

Asociațiile carnalitice constituie o zonă în partea estică a zăcămîntului (deci în culcuș), imediat lîngă zona centrală de sare gemă + silvină; la orizontul superior asociațiile carnalitice apar și ceva mai departe de zona centrală, dar își păstrează aceeași poziție relativă față de ea.

O poziție inversă, de acoperiș față de zona de material brecios cu sare gemă + silvină, o ocupă asociațiile kieseritice; ele constituie o zonă vestică, și ea mai bine pusă în evidență la orizontul inferior.

Întreg zăcămîntul este cuprins între depozite cu anhidrit și polihalit; acestea alcătuiesc două zone în partea estică și cea vestică ale zăcămîntului, constituind limitele zonei cu săruri de K și Mg față de materialul înconjurător. Este interesant de semnalat că spre extremitățile zonei cu săruri de K și Mg la aceste orizonturi (sigur în extremitatea nordică dar, probabil, și în cea sudică) păturile de asociații cu anhidrit și polihalit se dispun chiar lîngă zona centrală de material brecios cu sare gemă + silvină.

Nu s-a putut, deocamdată, sesiza o regularitate a răspîndirii langbeinitului și kainitului. Așa cum reiese din puținele puncte de apariție ale celui dintîi, asociațiile sale par să fie legate de zona carnalitică. Asociațiile kainitice apar, dimpotrivă, în legătură cu cele kieseritice.

În schița de prezentare a distribuției asociațiilor mineralogice în zăcămînt (fig. 2), diversele signaturi marchează în mod exact regiunile în care zonele mineralogice au fost interceptate și delimitate prin lucrări miniere; în rest, aceste zone au fost schițate numai prin limitele lor.

★

Două foraje executate din orizontul superior au completat foarte bine informațiile asupra distribuției asociațiilor mineralogice în zăcămînt.

Unul dintre foraje, executat imediat la V de extremitatea nordică a zonei cu săruri de K și Mg a întîlnit, pe verticală, aceeași succesiune de asociații mineralogice care fusese observată, pe orizontală, de la V către E în cele două orizonturi de lucrări miniere (fig. 3). La intrarea în zăcămînt, forajul a întîlnit zona superioară cu anhidrit și polihalit în cadrul căreia apare însă, pe un scurt interval, asociația sare gemă + kainit + picromerit; aceasta nu poate reprezenta decît o variație locală a procesului de precipitare sau un rezultat, de asemenea local, al proceselor secundare de transformare. Zona kieseritică, de material brecios cu sare gemă + silvină și zona inferioară cu anhidrit și polihalit se succed în ordine, în pro-

funzime, pe intervale proporționale cu grosimile determinate la cele două orizonturi.

Al doilea foraj a fost executat la circa 150 m spre V de zona centrală a zăcămîntului. El a atins la circa 265 m partea superioară a zăcămîntului, reprezentată prin asociațiile cu anhidrit și polihalit. Față de calcul — ținînd seama de înclinarea generală a complexului și îndeosebi de înclinarea regiunii cu săruri de K și Mg, așa cum poate fi ea măsurată între cele două orizonturi — zăcămîntul a apărut ceva mai sus.

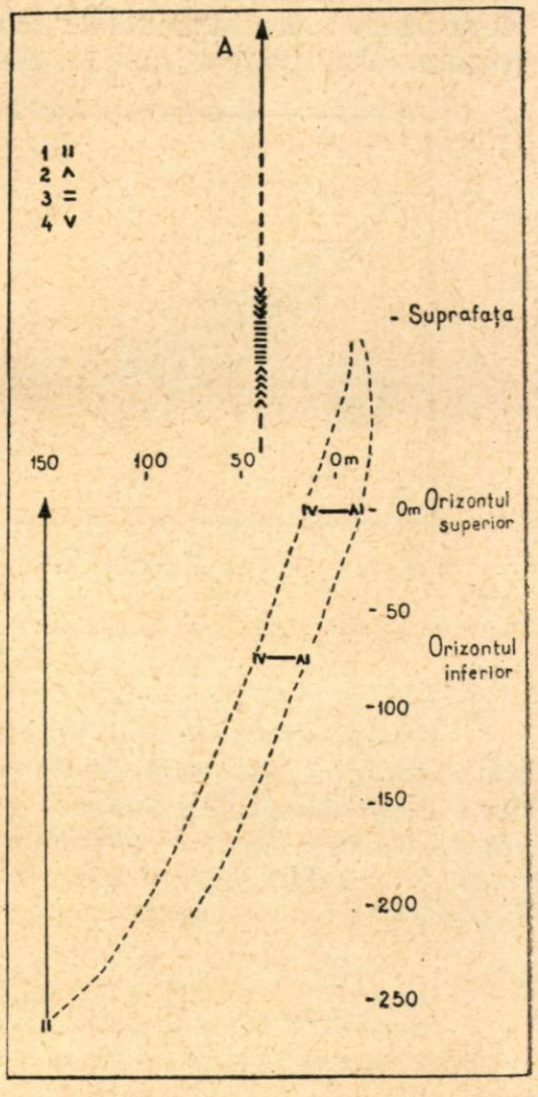


Fig. 3. — Profil E—V prin zăcămînt.
1, *2*, *3* și *4* (în ordine), Zonele cu asociații anhidritice-polihalitice, carnalitice, de sare gemă + silvină în brecii, kieseritice; *A*, forajul executat la circa 200 m spre N de linia profilului.

STRUCTURA ZĂCĂMÎNTULUI

În lumina datelor prezentate mai sus, alcătuirea zăcămîntului poate fi prezentată cu destulă exactitate. El este constituit dintr-o succesiune de depozite dezvoltate în direcție N—S și înclinînd către E; spre V zona cu săruri de K și Mg își schimbă înclinarea și se ridică în mod evident. La suprafață zăcămîntul nu apare. Totul poate fi înțeles ca reprezentînd depozitele unui bazin — dezvoltat, probabil, în direcție N—S aduse aproape la verticală. În direcția E—V bazinul nu este prea dezvoltat și se poate sesiza curbura depozitelor între partea sa extrem estică și partea centrală.

Istoria generală a procesului de precipitare, pentru momentele de mai intensă evaporare pe care le reprezintă zăcămîntul, pare a putea fi prezentată în modul următor.

Apariția sărurilor de Mg și K începe — după formarea unor mase mai mult sau mai puțin importante de sare gemă — prin precipitarea asociațiilor sare gemă + polihalit și sare gemă + anhidrit. Atingerea unor concentrații mai mari, datorită evaporării, permite separarea carnalitului; asociațiile acestuia îmbracă fundul bazinului pe o suprafață, evident, mai redusă decît cele corespunzătoare polihalitului și anhidritului (fig. 4).

Un aport masiv de material detritic și de ape care schimbă compoziția soluției din bazin întrerupe linia pe care începuse să se dezvolte procesul de precipitare; se creează un mediu cu caractere deosebite din care se for-

mează breciile cu sare gemă + silvină. Acestea acoperă depozitele carnalitice, depăşindu-le limitele şi aşezîndu-se în zonele periferice direct peste păturile cu anhidrit şi polihalit.

Formarea breciilor cu sare gemă + silvină elimină întreg materialul detritic şi conduce la reducerea accentuată a volumului apelor din bazin. Rezultatele concentrării soluţiilor sînt depozitele kieseritice, a căror dezvoltare este, evident mai restrînsă decît a breciilor.

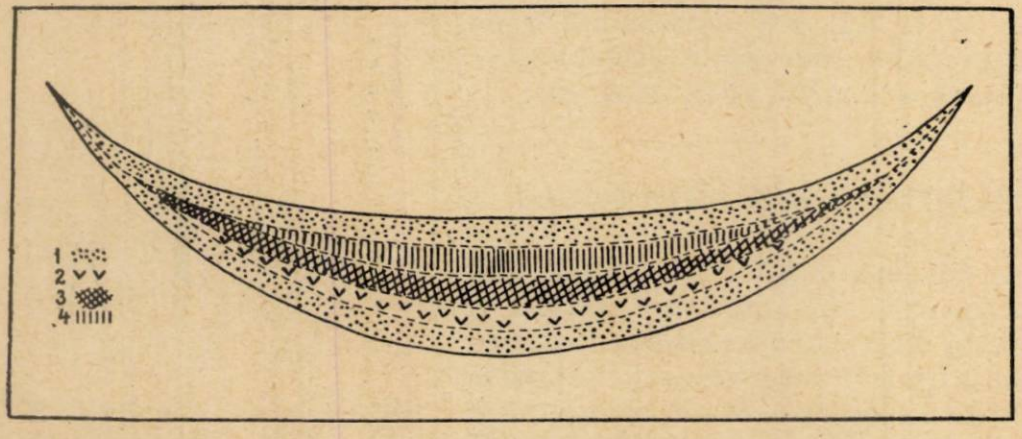


Fig. 4. — Structura iniţială probabilă a depozitelor în bazinul în care s-a produs precipitarea.

1, 2, 3 şi *4* (în ordine), Zonele cu asociaţii anhidritice—polihalitice, carnalitice, de sare gemă + silvină în brecii, kieseritice.

Un nou aport de ape, mai mult sau mai puţin dulci, diluează soluţia din bazin pînă la situaţia de depunere a anhidritului şi polihalitului ; depozitele corespunzătoare acoperă zonele cu kieserit şi se aştern direct peste breciile cu sare gemă + silvină, dacă nu chiar peste păturile iniţiale de sare gemă + anhidrit + polihalit. Această diluare este definitivă pentru că, în continuare, sarea gemă reprezintă singurul produs al precipitării.

*

Structura zăcămîntului şi mersul procesului de precipitare, aşa cum au fost prezentate, se încadrează foarte bine în noile vederi asupra celui mai probabil mod de formare a depozitelor saline. Două idei trebuie, îndeosebi, subliniate.

Arătînd, în ultima vreme, că mersul natural al procesului de cristalizare a sărurilor din soluţiile marine nu este conform cu linia echilibrelor de stabilitate maximă determinată prin lucrările lui J. H. van't Hoff şi ale elevilor săi, N. S. Kurnakov şi V. I. Nikolaev (citaţi după (8)) au reuşit să explice neconcordanţa dintre succesiunea produselor de precipitare stabilită teoretic de aceştia şi situaţia concretă a celor mai multe zăcăminte. Ei au demonstrat că toate datele concură în a arăta că, în condiţiile din natură, procesul de precipitare corespunde unor echilibre de stabilitate intermediare pe care le-au denumit „solare". Diagrama solară a lui Kurnakov permite interpretarea foarte judicioasă a succesiunii de minerale constatată în majoritatea zăcămintelor ; una din princi-

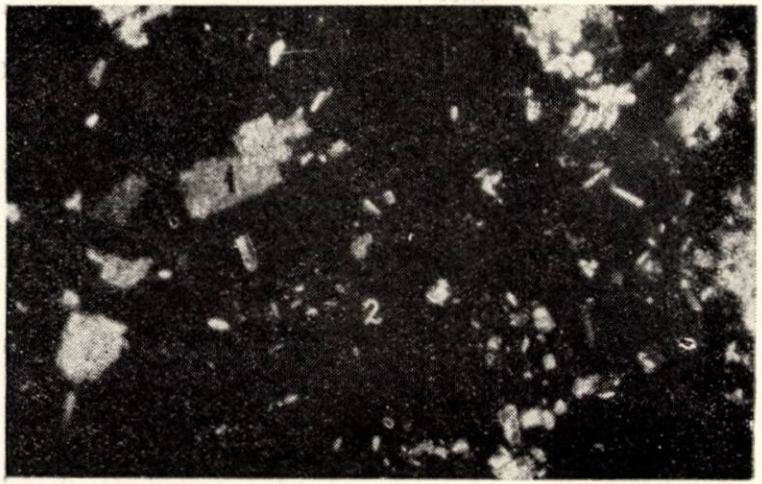


Fig. 5. — Anihidrit dispersat în masa de sare gemă N + . 31 ×.

1, Anhidrit; *2*, sare gemă. Orizontul inferior, partea vestică.

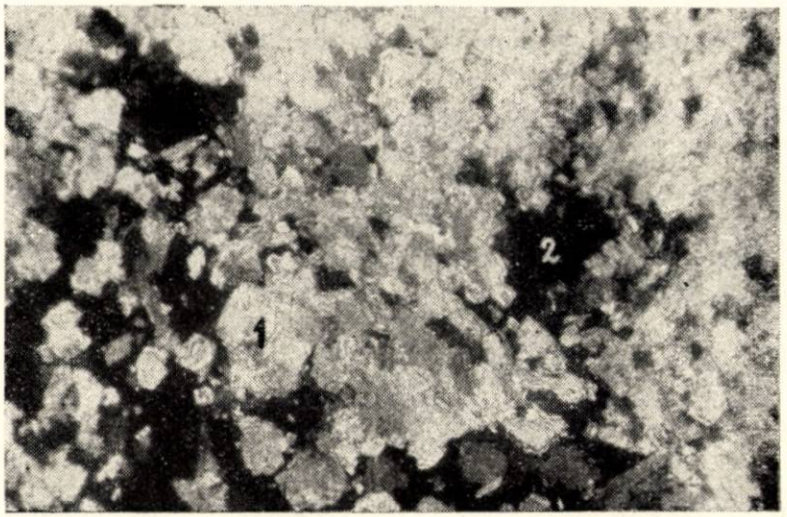


Fig. 6. — Anhidrit în zone compacte. N + . 31 ×.

1, Anhidrit; *2*, sare gemă. Orizontul inferior, partea estică.

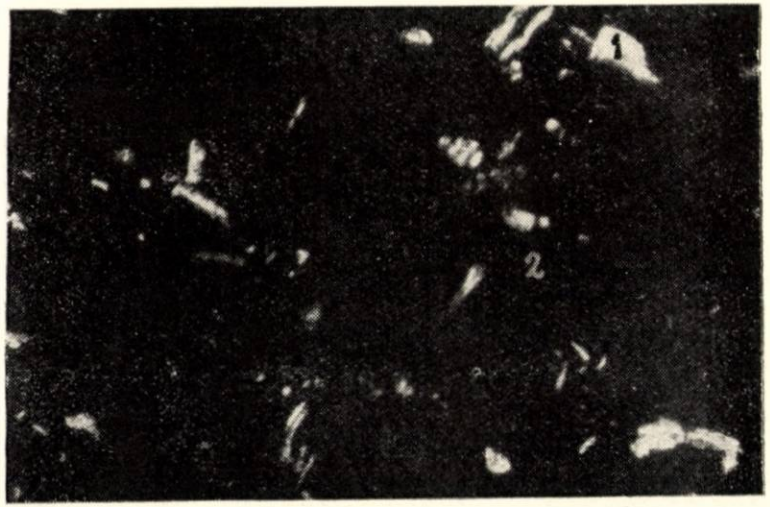


Fig. 7. — Cristale de polihalit dispersate în masa de sare gemă. N + . 31 ×.

1, Polihalit; *2*, sare gemă. Din partea vestică a zăcământului, din foraj.

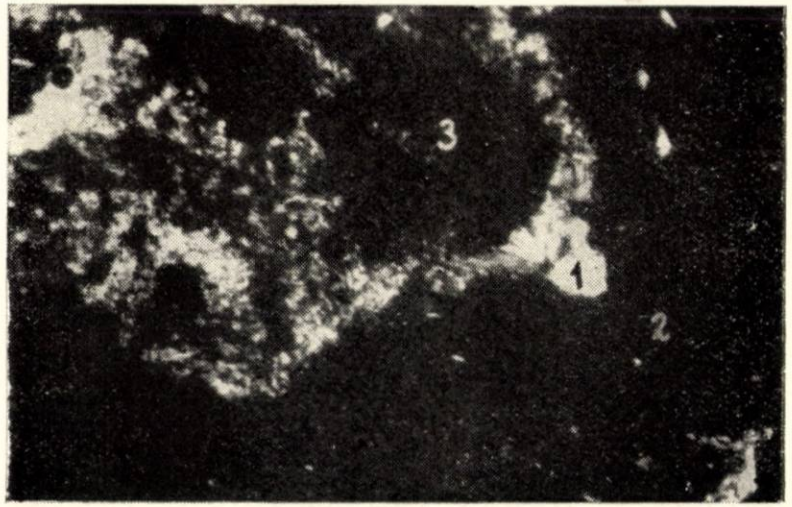


Fig. 8. — Aglomerări de polihalit în legătură cu materialul argilos într-o masă de sare gemă. N + . 31 ×.

1, Polihalit; *2*, sare gemă; *3*, material argilos. Din partea vestică a zăcământului, din foraj.

Fig. 9.— Masă macrogranulară de silvină în care apar resturi de sare gemă. N || . 31 ×.

1, Silvină; *2*, sare gemă. Orizontul superior, partea sudică.

Fig. 10. — Asociația sare gemă + silvină; întrepătrunderi. N || . 31 ×.

1, Silvină; *2*, sare gemă. Orizontul superior, partea sudică.

Fig. 11. — Sare gemă + silvină cimentînd un material brecios N || . 14 ×.

1, Silvină; *2*, sare gemă; *3*, material argilos. Orizontul superior, partea nordică.

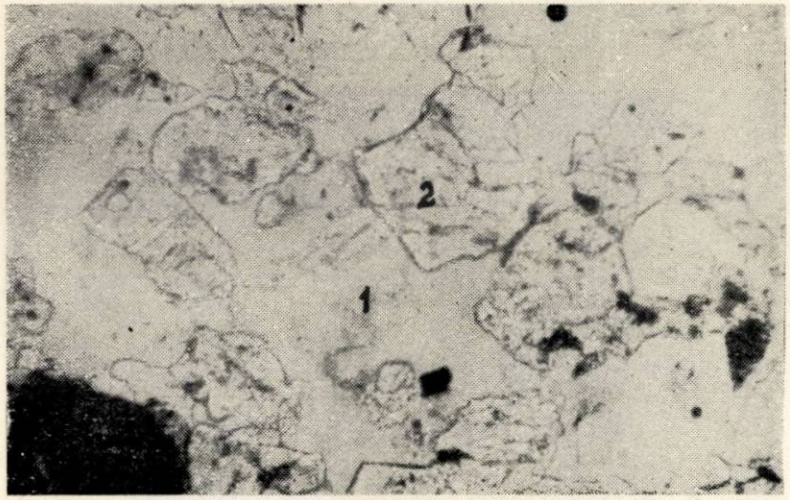


Fig. 12. — Asociația sare gemă + kainit ±... N || . 31 ×.

1, Sare gemă; *2*, kainit. Din foraj.

Fig. 13. şi 14. — Asociaţia sare gemă + kainit ± . . . Trecerea kainitului în picromerit. 13, N ||. 31 ×; 14, N +. 31 ×.
1, Sare gemă; *2*, kainit; *3*, picromerit.

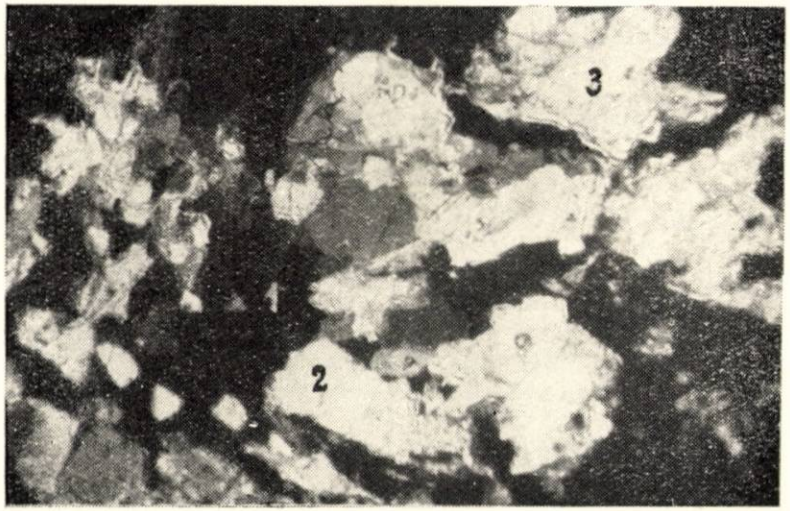


Fig. 15. — Asociaţia sare gemă + kieserit ± . . . N +. 31 ×.
1, Sare gemă; *2*, kieserit; *3*, kainit. Orizontul inferior, partea sudică.

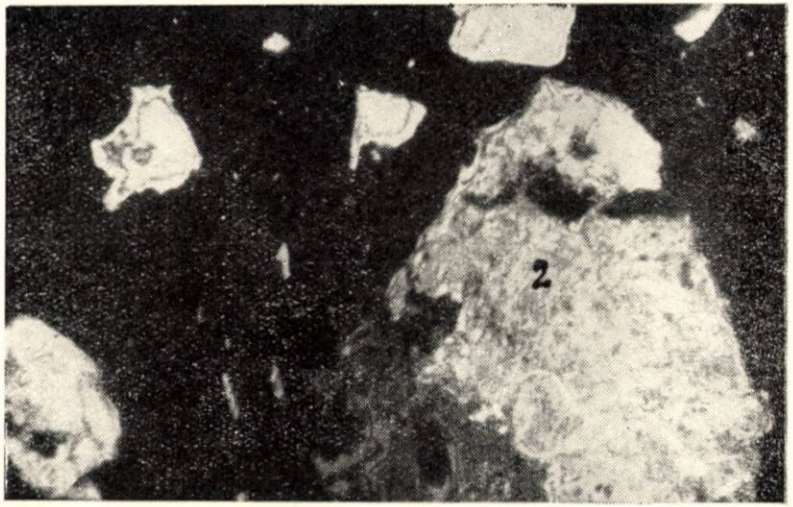
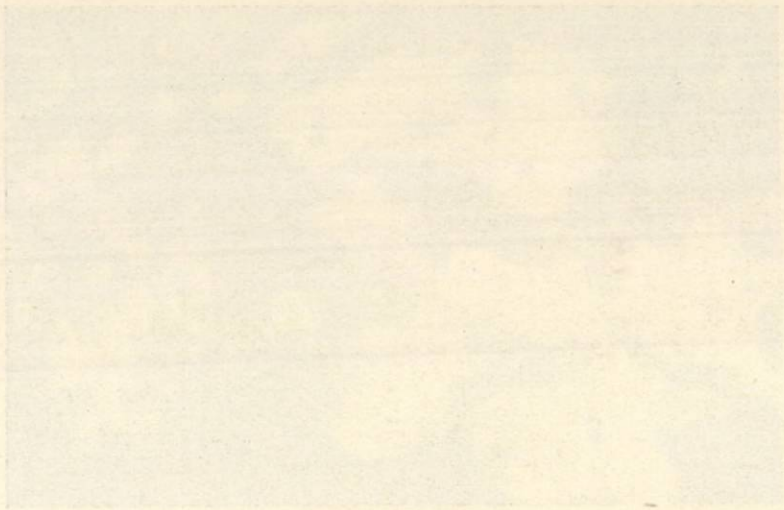
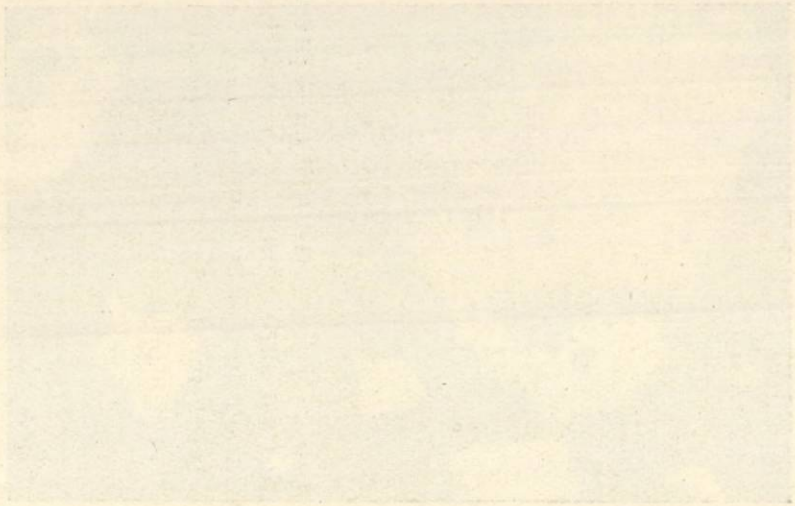
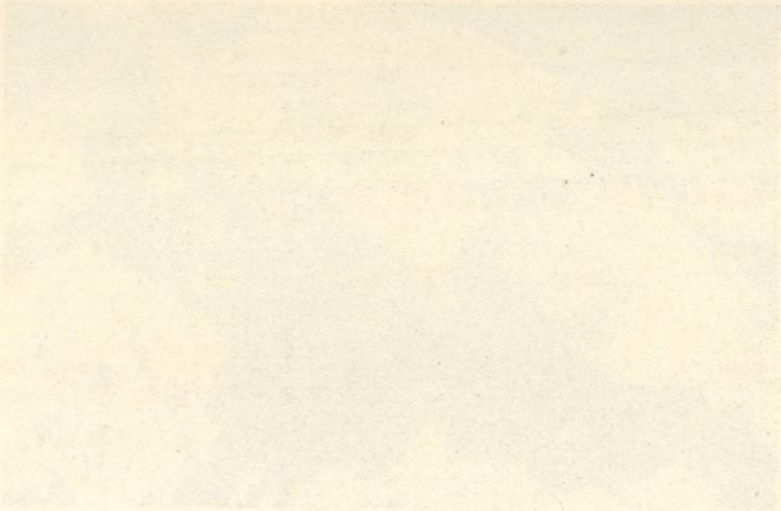


Fig. 16. — Asociaţia sare gemă + carnalit ± . . . N +. 31 ×.
1, Sare gemă; *2*, carnalit. Orizontul inferior, partea sudică.







palele ei trăsături constă în faptul că arată posibilitatea separării primare a silvinei fără intervenţia temperaturilor ridicate. Constatarea caracterului primar al silvinei în zona de material brecios din zăcămîntul de la Tg.-Ocna — Găleanu nu mai ridică, astfel, acele probleme, de multe ori irezolvabile, asupra condiţiilor de precipitare ale acesteia.

A doua idee a cărei concretizare poate fi, de asemenea, foarte bine urmărită în cazul zăcămîntului cercetat, este aceea privind evoluţia chimismului apelor marine în timp. Tot cercetătorii sovietici sînt cei care au atras atenţia pentru prima oară asupra faptului că apele din bazinele marine suferă, în timp, o schimbare de compoziţie în sensul sărăcirii în ionul SO_4^{2-}.

Precipitarea carnalitului imediat după anhidrit şi polihalit în zăcămîntul de la Tg.-Ocna — Găleanu arată că compoziţia chimică a apei din bazin era, în acele momente, foarte evoluată din punctul de vedere expus mai sus; în felul acesta se explică trecerea directă la o treaptă care, în mod obişnuit, nu este imediat următoare. Aportul de ape — continentale în bună parte, desigur, şi deci bogate în ionul SO_4^{2-} — care urmează precipitării carnalitului, duce la formarea breciilor cu sare gemă + silvină dar, ceea ce este foarte important, dă apelor din bazin caractere pe care ele nu le avuseseră în momente anterioare; în felul acesta se creează posibilitatea precipitării sulfaţilor de Mg şi se explică apariţia kieseritului.

*

Cîteva alte caractere generale descifrate pentru zăcămîntul de la Tg.-Ocna — Găleanu contribuie la crearea posibilităţii de paralelizare cu zăcămintele din Ucraina subcarpatică, trădează un acelaşi tip de proces genetic.

Trebuie menţionată, în primul rînd, abundenţa materialului detritic de natură argilos-marnoasă. Această situaţie se explică prin apropierea bazinului în care s-a produs precipitarea—în momentul respectiv—de zona muntoasă, fapt care permitea un aport însemnat de material terigen; distanţa foarte redusă între zona muntoasă şi bazin este indicată, fără posibilitate de îndoială, de conservarea argilelor ca blocuri.

Periodicitatea alimentării cu apă a bazinului—şi, îndeosebi, aportul de ape continentale—constituie o a doua trăsătură foarte pregnantă la Tg.-Ocna — Găleanu. Ea se concretizează în apariţia zonei de material brecios cu sare gemă + silvină şi a ultimei zone cu anhidrit şi polihalit. Ambele sînt rezultate ale unor diluări a soluţiilor şi în amîndouă momentele este vizibilă îmbogăţirea în SO_4^{2-}.

În sfîrşit, un al treilea caracter determinat la zăcămintele din Ucraina subcarpatică (2), (4), (8), vizibil parţial la Tg.-Ocna — Găleanu dar de care va trebui să se ţină seama în continuare, constă în existenţa a numeroase bazine de precipitare cu dimensiuni mici provenite din împărţirea unor bazine mai mari. Acestei situaţii — explicată tot prin apropierea de zona muntoasă — i se datoreşte existenţa a numeroase corpuri lenticulare cu dimensiuni nu prea mari în toate zăcămintele din zona subcarpatică; depozitul de la Tg.-Ocna — Găleanu nu este, cu siguranţă, singurul de acest gen în regiune.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КАЛИЕВЫХ И МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЫРГУ ОКНА — ГЭЛЯНУ

РЕЗЮМЕ

В пределах месторождения Тыргу Окна — Гэляну (в Молдавской прикарпатской зоне) выявлено десять минералов в следующих ассоциациях : 1 — каменная соль + ангидрит (возможно, гипс), 2 — каменная соль + полигалит, 3 — каменная соль + ангидрит + полигалит, 4 — каменная соль + сильвин, 5 — каменная соль + каинит ± *сильвин*[1] ± *прикромерит*, 6 — каменная соль + кизерит ± *сильвин* ± *пикромерит*, 7 — каменная соль + карналлит ± *сильвин* ± *каинит* ± *пикромерит*, 8 — каменная соль + лангбейнит. Полигалит, сильвин и каинит присутствуют как в первичном, так и во вторичном видах.

Вышеперечисленные минеральные ассоциации образуют маломощные слои (рис. 1), ассоциации же, в которых принимают участие ангидрит и полигалит, карналлит, каменная соль и сильвин — как цемент брекчиевого материала и кизерит, образуют хорошо оконтуренные зоны (рис. 2 и 3). Месторождение образовалось в осадочном бассейне, отложения которого залегают в настоящее время почти вертикально. Предполагаемая первичная структура бассейна изображена на рис. 4.

В начальной фазе осаждения отложились следующие минеральные ассоциации: каменная соль + ангидрит и каменная соль + полигалит. При повышении степени концентрации растворов началось осаждение карналлита; образование этого последнего указывает на то, что воды бассейна в начальной фазе отложения калийных и магниевых солей, отличались бедным содержанием иона SO_4^{2-}. Массивный приток континентальных вод, богатых ионом SO_4^{2-}, с высоким содержанием обломочного материала, обусловил образование брекчий каменной соли и сильвина и, в результате концентрации растворов, создал благоприятные условия для осаждения кизерита. Новый приток континентальных вод приводит к окончательному разбавлению растворов и новая зона ангидрита и полигалита завершает процесс осаждения калийных и магниевых солей.

Общие черты месторождения Тыргу Окна — Гэляну дают возможность сопоставить его с месторождениями Закарпатской Украины, среди которых следует упомянуть: а) высокое содержание глинистого материала, б) периодический характер притока вод, в) наличие мелких бассейнов со специфическими условиями осаждения.

---

[1] Минералы, данные в тексте курсивом, носят обычно вторичный характер.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Различные типы вещественного состава месторождения. Все пробы взяты на нижнем горизонте. A и D — западная часть; B — северная часть; C — центральная часть. 1. — Глинистый материал; 2 — каменная соль; 3 — сильвин; полигалит; 5 — кизерит; 6 — каинит; 7 — пикромерит.

Рис. 2. — Распределение минеральных ассоциаций на месторождении. 1 — Границы распространения зоны калийных и магниевых солей на верхнем (*a*) и нижнем (*b*) горизонтах; 2 — границы распространения минеральных ассоциаций на верхнем (*a*) и нижнем (*b*) горизонтах; 3 — зона полигалито-ангидритовой ассоциации; 4—зона карналлитовых ассоциаций; 5 — центральная зона брекчиевого материала, сцементированного каменной солью и сильвином; 6 — зона кизеритовых ассоциаций; 7 — скважина; 8 — линия разреза.

Рис. 3. — Разрез месторождения широтного простирания. 1, 2, 3, 4 (в порядке расположения) — зоны минеральных ассоциаций, соответственно ангидрито-полигалитовые, карналлитовые, каменной соли и сильвина, в кизеритовых брекчиях. A — скважина, заложенная на расстоянии около 200 м к северу от линии разреза.

Рис. 4. — Предлагаемая первичная структура отложений осадочного бассейна. 1, 2, 3, 4 (в порядке расположения) — зоны минеральных ассоциаций, соответственно ангидрито-полигалитовые, карналлитовые, каменной соли и сильвина, в кизеритовых брекчиях.

Таблица I

Рис. 5. — Ангидрит, рассеянный в массе каменной соли. Николи + . × 31. 1. — ангидрит; 2 — каменная соль. Нижний горизонт, восточная часть.

Рис. 6. — Зоны массивного ангидрита. Николи + . × 31. 1 — ангидрит; 2 — каменная соль. Нижний горизонт, восточная часть.

Рис. 7. — Кристаллы полигалита, рассеянные в массе каменной соли. Николи + . × 31. 1 — полигалит; 2 — каменная соль. Восточная часть месторождения, из скважины.

Рис. 8. — Скопления полигалита, связанные с глинистым материалом, в массе каменной соли. Николи + . × 31. 1 — полигалит; 2 — каменная соль; 3 — глинистый материал. Западная часть месторождения, из скважины.

Таблица II

Рис. 9. — Микрозернистая масса сильвина с реликтами каменной соли. Николи || . × 31. 1 — сильвин; 2 — каменная соль. Верхний горизонт, южная часть.

Рис. 10. — Ассоциация каменной соли и сильвина с взаимопроникaниями. Николи || . × 31. Верхний горизонт, южная часть.

Рис. 11. — Каменная соль и сильвин, цементирующие брекчиевый материал. Николи || . × 14. 1 — сильвин; 2 — каменная соль; 3 — глинистый материал. Верхний горизонт, северная часть.

Рис. 12. — Ассоциация каменная соль + каинит ± ... Николи || . × 31. 1 — каменная соль; 2 — каинит из скважины.

Таблица III

Рис. 13 и 14. — Ассоциация каменная соль + каинит ± .... Превращение каинита в пикромерит. 1 — Николи || . × 31; 2 — Николи + . × 31. 1 — Каменная соль; 2 — каинит; 3 — пикромерит.

Рис. 15. — Ассоциация каменная соль + кизерит ± ... . Николи + . × 31. 1 — каменная соль; 2 — кизерит; 3 — каинит. Нижний горизонт, южная часть.

Рис. 16. — Ассоциация каменная соль + карналлит ± ... Николи + . ×31. 1 — каменная соль; 2 — карналлит. Нижний горизонт, южная чать.

RECHERCHES MINÉRALOGIQUES SUR LE GISEMENT DE SELS DE POTASSIUM ET DE MAGNÉSIUM DE TÎRGU-OCNA — GĂLEANU

RÉSUMÉ

Dans le gisement de Tîrgu-Ocna — Găleanu (zone subcarpatique moldave), on a identifié 10 minéraux, associés comme suit : 1. sel gemme + anhydrite (*gypse**, éventuellement) ; 2. sel gemme + polyhalite ; 3. sel gemme + anhydrite + polyhalite ; 4. sel gemme + sylvine ; 5. sel gemme + kaïnite ± *sylvine* ± *picroméride* ; 6. sel gemme + kiesérite ± *sylvine* ± *kaïnite* ± *picroméride* ; 7. sel gemme + carnallite ± *sylvine* ± *kaïnite* ± *picroméride* ; 8. sel gemme + langbeinite. La polyhalite, la sylvine et la kaïnite peuvent avoir un caractère primaire aussi bien que secondaire.

Les associations minéralogiques mentionnées constituent des couches de peu d'épaisseur (fig. 1). Les associations caractérisées par la présence de l'anhydrite et de la polyhalite, de la carnallite, du sel gemme et de la sylvine comme ciment d'un matériel bréchiforme et de la kiesérite, constituent des zones parfaitement contourées dans le gisement (fig. 2 et 3). Celui-ci est représenté par un bassin de sédimentation dont les dépôts ont été amenés en position presque verticale. La structure initiale probable du bassin est représentée par la figure 4.

La précipitation a commencé par les associations sel gemme + anhydrite et sel gemme + polyhalite. La concentration des solutions a provoqué la précipitation de la carnallite ; l'apparition de cette dernière indique que, même au début de la formation des sels de K et Mg, les eaux du bassin étaient pauvres en ions SO_4^{2-}. C'est l'apport massif d'eaux continentales, riches en ions SO_4^{2-} aussi bien qu'en matériel détritique, qui a déterminé la formation des matériaux bréchiformes à sel gemme + sylvine et, par concentration des solutions, a créé la possibilité de la précipitation de la kiesérite. Un nouvel apport d'eaux continentales provoqua une dilution excessive des solutions et c'est ainsi qu'une nouvelle zone, à anhydrite et polyhalite, clôt le processus de précipitation des sels de K et Mg.

Le gisement de Tîrgu-Ocna — Găleanu présente des caractères généraux qui le rendent comparable aux gisements de l'Ukraine subcarpatique : *a*) abondance de matériel argileux, *b*) périodicité de l'alimentation en eau, *c*) existence de petits bassins, où la précipitation a eu lieu d'une façon indépendante.

* En italiques : minéraux généralement de nature secondaire.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Types de constitution du matériel du gisement. Tous les échantillons ont été prélevés dans l'horizon inférieur : *A* et *D*. à la partie ouest ; *B*. à la partie nord ; *C*. à la partie centrale. 1. Matériel argileux ; 2. sel gemme ; 3. sylvine ; 4. polyhalite ; 5. kiesérite ; 6. kaïnite ; 7. picroméride.

Fig. 2. — Distribution des associations minéralogiques dans le gisement. 1. Limites de la région à sels de K et Mg dans l'horizon supérieur (*a*) et inférieur (*b*). 2. Limites des zones minéralogiques dans l'horizon supérieur (*a*) et inférieur (*b*). 3. Zone à associations polyhalitiques-anhydritiques. 4. Zone à associations carnallitiques. 5. Zone centrale de matériel bréchiforme cimenté par sel gemme + sylvine. 6. Zone à associations kieséritiques. 7. Forage. 8. Ligne de profil.

Fig. 3. — Profil E—O à travers le gisement. 1, 2, 3, 4 (dans l'ordre) : zones à associations anhydritiques-polyhalitiques, carnallitiques, de sel gemme + sylvine dans les brèches, kieséritiques. *A*. Forage exécuté à environ 200 m au Nord de la ligne du profil.

Fig. 4. — Structure initiale probable des dépôts dans le bassin où a eu lieu la précipitation. 1, 2, 3, 4 (dans l'ordre) : zones à associations anhydritiques-polyhalitiques, carnallitiques, de sel gemme + sylvine dans les brèches, kieséritiques.

Planche I

Fig. 5. — Anhydrite dispersée dans la masse de sel gemme. Nicols + . 31 ×.
1. Anhydrite. 2. Sel gemme. Horizon inférieur, partie ouest.

Fig. 6. — Anhydrite en zones compactes. N + . 31×.
1. Anhydrite. 2. Sel gemme. Horizon inférieur, partie est.

Fig. 7. — Cristaux de polyhalite dispersés dans la masse de sel gemme. N + . 31×.
1. Polyhalite. 2. Sel gemme. Partie ouest du gisement ; échantillon prélevé par forage.

Fig. 8. — Agglomération de polyhalite en liaison avec le matériel argileux dans une masse de sel gemme. N + . 31×.
1. Polyhalite. 2. Sel gemme. 3. Matériel argileux. Partie ouest du gisement ; échantillon prélevé par forage.

Planche II

Fig. 9. — Masse macrogranulaire de sylvine, où apparaissent des restes de sel gemme. N || . 31×.
1. Sylvine. 2. Sel gemme. Horizon supérieur, partie sud.

Fig. 10. — Association sel gemme + sylvine ; interpénétrations. N || . 31×.
1. Sylvine. 2. Sel gemme. Horizon supérieur, partie sud.

Fig. 11. — Sel gemme + sylvine cimentant un matériel bréchiforme. N || . 14×.
1. Sylvine. 2. Sel gemme. 3. Matériel argileux. Horizon supérieur, partie nord.

Fig. 12. — Association sel gemme + kaïnite ± ... N || . 31×.
1. Sel gemme. 1. Kaïnite. Echantillon prélevé par forage.

Planche III

Fig. 13 et 14. — Association sel gemme + kaïnite ± ... Transformation de la kaïnite en picroméride. 13 : N || . 31×. 14 : N + . 31×.
1. Sel gemme. 2. Kaïnite. 3. Picroméride.

Fig. 15. — Association sel gemme + kiesérite ± ... N + . 31×.
1. Sel gemme. 2. Kiesérite. 3. Kaïnite. Horizon inférieur, partie sud.

Fig. 16. — Association sel gemme + carnallite ± ... N + . 31×.
1. Sel gemme. 2. Carnallite. Horizon inférieur, partie sud.

BIBLIOGRAFIE

1. Hoff J.H. van't, *Ozeanische Salzablagerungen.* Leipzig, 1912.
2. Korenevski S.M., *Date noi cu privire la prezența potasiului în zona subcarpatică.* Probl. geologiei minereurilor de interes agricol, I.D.T., București, 1958.
3. — *Despre stratigrafia seriei cu săruri de potasiu din regiunea Kaluș-Golîn.* Probl. geologiei minereurilor de interes agricol, I.D.T., București, 1958.
4. Lobanova V.V., *Probleme privind petrografia zăcămintelor de potasiu din Subcarpații răsăriteni.* Probl. geologiei minereurilor de interes agricol, I.D.T., București, 1958.
5. Poni P., *Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a Romîniei.* Acad. Rom., Mem. Secț. șt., 1900, Ser. II, t. XXII.
6. Rădulescu D., *Contribuții la studiul mineralogic al depozitelor saline din R.P.R.* Rev. Univ. „C. I. Parhon", 1954, nr. 4—5.
7. — *Einige auf rumänischen Salzlagerstätten erstmalig festgestelte Minerale.* Neues Jb. Mineral. Mh., 1958, nr. 10.
8. Valeașko M.G., *Geochimia zăcămintelor de săruri potasice.* Probl. geologiei minereurilor de interes agricol, I.D.T., București, 1958.

ASUPRA SEMNIFICAȚIEI UNOR RAPORTURI GRAVIMETRICE MAJORE ÎN SUDUL BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

SCARLAT STOENESCU

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 20 — 21 mai 1960

În cursul observațiilor cu gravimetrul static executate în sudul bazinului Transilvaniei, au fost puse în evidență zone anomale cu caracter local, dar și raporturi gravimetrice de valoare regională. Unul din aceste ultime aspecte ale lucrărilor noastre face obiectul notei de față.

Ridicările gravimetrice, din care desprindem datele ce urmează, au fost executate în mai multe campanii de teren și au acoperit, în principal, zona de sud-vest a bazinului Transilvaniei. Măsurătorile, realizate cu gravimetrul Noergaard, au avut în general un caracter regional, cu detalieri pe zonele anomale susceptibile de a prezenta interes din punct de vedere economic.

Zona la care ne vom referi și la care restrîngem concluziile noastre este așezată la sud de Tîrnava Mare, la mijlocul sectorului dintre ea și Olt, adică în partea meridională a Podișului Tîrnavelor, regiune deluroasă cu înălțime relativ modestă (400—600 m).

Din punct de vedere geologic, ne situăm în zona acoperită de depozite sedimentare noi, sarmațiene și pliocene. Din monotonia acestor sedimente, în cea mai mare parte mascate de sol, geologii nu au putut obține informațiile necesare unor deducții tectonice. În foarte puține locuri, cercetările insistente — în primul rînd ale specialiștilor din industria de gaz metan, în frunte cu T. C i u p a g e a și A. V a n c e a — au fost în măsură să conducă la trasarea unor axe structurale, de cele mai multe ori de valoare secundară. În legătură cu geologia, am vrea să amintim aici un fapt ce nu ni se pare lipsit de importanță pentru ceea ce va urma : în sud, este singurul sector al bazinului Transilvaniei în care nu există zona cutelor dia-

pire (a doua zonă tectonică stabilită de L. Mrazek şi E. Jekelius în bine cunoscuta lor lucrare asupra neogenului din bazinul Transilvaniei).

Măsurătorile gravimetrice s-au executat în reţea de profile cu staţii la 1 km, în ridicarea regională, şi de 200—500 m, în zonele ce au fost detaliate. Valorile măsurate au fost supuse reducerilor geofizice care se aplică în mod curent în lucrările noastre gravimetrice. Menţionăm, numai, că pentru reducerea Bouguer s-a folosit ca plan de referinţă cel al nivelului Mării Negre, iar corecţia de teren s-a făcut pînă la zona cu raza de 20 km, valorile reliefului fiind determinate — între 0,1 şi 20 km — după hărţile topografice. În calculul reducerilor de „strat intermediar" şi de teren, s-a utilizat pentru densitatea rocilor valoarea medie de 2,2 g/cm^3, care a fost considerată ca cea mai corespunzătoare realităţii în urma determinărilor prin „profile de densitate" executate în regiune. Trebuie să precizăm că, pentru formaţiunile terţiare din bazinul Transilvaniei, s-au făcut, pe lîngă determinările pe cale gravimetrică, şi numeroase măsurători directe ale densităţii, printre care vom aminti acelea realizate de Iulian Gavăt încă din anul 1933, în profilul de la Sărmăşel, precum şi cele executate de Întreprinderea de gaz metan de la Mediaş. Din valorile obţinute de aceasta din urmă la 530 de probe sarmaţiene, colectate din domurile gazeifere de la Cetatea-de-Baltă, Zaul-de-Cîmpie, Sînger, Sărmăşel, Noul-Săsesc şi Ilimbav, a rezultat că densitatea formaţiunilor de această vîrstă este în medie de 2,1 g/cm^3 cu variaţii pînă la $\pm$ 0,3 g/cm^3. Valoarea utilizată de noi poate fi, deci, socotită corespunzătoare pentru media densităţii depozitelor geologice situate deasupra planului de referinţă.

*

În harta Bouguer (fig. 1), redactată în una din campaniile în care am executat lucrări în sud-vestul Transilvaniei, se remarcă la nord-est de Sibiu o puternică anomalie care domină regiunea atît prin intensitatea cît şi prin dimensiunile ei importante (în apexul anomaliei s-a măsurat valoarea de + 14,5 mgal şi conturul triunghiular al izogalei de + 10 mgal depăşeşte 45 km). La nord de acestă anomalie, regimul gravimetric este reprezentat printr-o succesiune calmă şi uniformă de izogale dirijate vest-est, care se integrează într-un portativ de izolinii ce străbate întreaga regiune de la vest de şoseaua Copşa-Mică — Sibiu pînă aproape de meridianul oraşului Făgăraş. Fasciculul acesta de curbe aproape paralele se întinde pe o lungime de aproximativ 60 km, atît cît a fost prins în lucrările noastre. În extremitatea vestică, el îşi pierde semnificaţia cartografică în apropierea localităţii Soroştin, dar în est nu putem fi siguri dacă el se rezolvă în zona oarecum mai agitată gravimetric din sectorul Ţelina — Grînari — Meşendorf sau îşi găseşte o continuare şi mai spre răsărit.

Pe tot ansamblul lui de circa 60 km, acest efect major reprezintă o cădere gravimetrică de la sud la nord de 10—15 mgal. În întreaga zonă, scăderea cîmpului gravitaţional se face relativ uniform, cu un gradient ce depăşeşte 1,5 mgal/km.

La nord de cordonul de gradient, curbele izogale tind a contura o mare anomalie negativă de caracter regional şi cu un ax de simetrie dirijat aproape nord-sud, ce trece pe la est de Dumbrăveni.

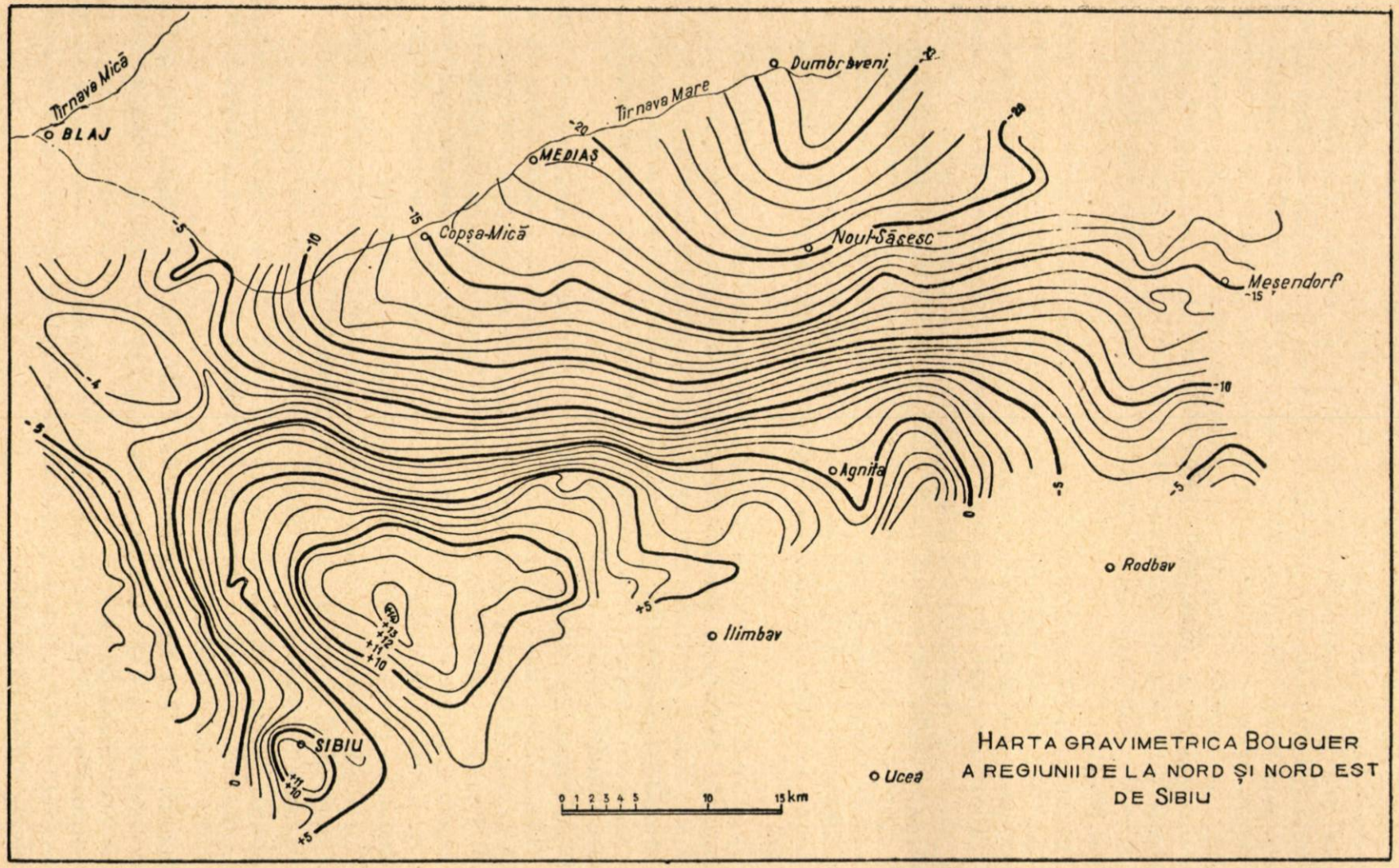

Tîrnava Mică
BLAJ
Tîrnava Mare
Dumbrăveni
MEDIAȘ
Copșa-Mică
Noul-Săsesc
Meșendorf
Agnita
Rodbav
Ilimbav
SIBIU
Ucea
0 1 2 3 4 5 10 15 km
HARTA GRAVIMETRICA BOUGUER
A REGIUNII DE LA NORD ȘI NORD EST
DE SIBIU

Fig. 1

Ce semnificație are elementul gravimetric major pe care harta noastră îl pune în evidență pe o lungime de peste 60 km? Orice profil al variației cîmpului gravific construit transversal pe el reprezintă efectul clar al unei dispoziții spațiale ce pune în contact un bloc sudic de densitate mai mare cu unul nordic de densitate scăzută, adică o treaptă cu căderea spre nord. Acest prag — ce poate avea caracter de falie sau nu — reprezintă, probabil, adevărata treaptă de coborîre către cuveta propriu-zisă, partea interioară a bazinului Transilvaniei. La nord de el, izoliniile conturează larg marele sinclinal Dumbrăveni, care prin caracterul său regional — de adevărat „sinclinorium" — împarte cuveta Transilvaniei în două părți.

Diluarea efectului gravimetric spre limita estică a lucrării noastre, marcată prin evazarea curbelor izogale, poate fi și reflexul unor suprapuneri de efecte peste cel al pragului propriu-zis, și nu neapărat provocată de pierderea importanței lui. În legătură cu aceasta, poate că nu este lipsit de interes să atragem atenția asupra faptului — care, este drept, deocamdată are numai caracter de coincidență — că, pe prelungirea ipotetică a direcției lui către est, se situează limita nordică a intenselor anomalii gravimetrice cartate prin lucrările lui Ștefan Airinei în Țara Bîrsei și în zonele adiacente ei și pe care acad. G. Murgeanu și Ștefan Airinei le interpretează ca horsturi și grabene în fundamentul hercinic.

După ce noi am încheiat lucrările de prospecțiune geofizică în regiune și, în raportul redactat, am dat efectului gravimetric cartat interpretarea arătată aici, datele obținute din forajele de mare adîncime făcute de Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei în sudul Transilvaniei au fost de natură să ofere confirmarea imaginii gravimetrice din harta noastră și o verificare concludentă a interpretării ei.

S-au săpat, în ultimii ani, sonde de referință și explorare la Copșa-Mică, Brătei, Mica, Ruși, Agnita, Ilimbav, Ucea ș.a. situate unele la nord și altele la sud de zona de gradient gravimetric ce face obiectul prezentării noastre. Toate forajele de la nord de această zonă au pus în evidență grosimea mare a neogenului, din care parte din ele nici nu au ieșit pînă la talpă; în schimb, cele din sud au străbătut depozite neogene de grosimi mult mai mici și au intrat toate în formațiuni preterțiare.

Din prima categorie, citățm sondele Mica, de pe Tîrnava Mică, Proștea-Mare, Copșa-Mică și Brătei, din bazinul Tîrnavei Mari, și o sondă de explorare din cîmpul gazeifer Noul-Săsesc, de la sud de Tîrnava Mare.

Sonda Mica, adîncă de 4 016 m, după ce a străbătut formațiunile pliomiocene (inclusiv sarea, pe o grosime de 104 m), a intrat în eocen la 3 616 m (cota absolută — 3 916 m).

Sonda Proștea-Mare, adîncă de 2 545 m, a pătruns prin depozite plio-miocene, cu sare pe 318 m, și la 2 524 m (—2 054 m, cota absolută), a trecut prin tuful de Dej.

Sonda Copșa-Mică, cu o adîncime totală de 2 402 m, a avut un profil geologic asemănător, cu sare groasă de 334 m, și a intrat în eocen la 2 325 m (—1 955 m, cota absolută).

Sonda Brătei, adîncă de 3 482 m, prezintă o succesiune geologică analogă cu sondele precedente ; sarea a fost întîlnită pe 283 m și s-a pătruns în eocen la 3 351 m (cota absolută —3 031 m).

O sondă de explorare de la Noul-Săsesc a avut adîncimea finală 2 678 m și, trecînd prin succesiunea de depozite pliocene și miocene, a rămas în sare la —2 078 m sub nivelul mării.

Din categoria a doua, vom cita forajele de la Ruși, Agnita, Rodbav, Ucea și Ilimbav.

La Ruși, o sondă de 2 040 m a străbătut strate sarmațiene și buglo-viene și a intrat în triasic la 2 004 m (cota absolută —1 384 m).

Sonda Agnita, adîncă de 2 027 m, a trecut prin depozite miocene (cu sare groasă de 100 m) și a mers în triasic de la 1 339 m (—914 m, cota absolută) pînă la talpa ei.

În sonda de la Rodbav, de 1 317 m, s-a forat printr-o succesiune de sarmațian și tortonian cu sare, iar la 1 282 m (814 m sub nivelul mării), s-a intrat în burdigalian.

La Ucea, sonda cu adîncimea totală de 1 786 m, după străbaterea formațiunilor terțiare, a pătruns la 1 350 m (—938 m, cota absolută), în depozite mezozoice, probabil de vîrstă triasică.

Una din sondele de la Ilimbav, adîncă de 1 356 m, a întîlnit, după pliocen și miocen, cristalinul la 1 355 m (cota absolută —738 m).

Toate datele furnizate de forajele adînci pun în evidență că la sudul fîșiei de gradient gravimetric, care marchează căderea spre cuvetă, sîntem în prezența unei zone mai ridicate, unde fundamentul mezozoic și cristalin se apropie mult de suprafață. Spre deosebire de cuveta propriu-zisă, în care continuitatea de sedimentare din paleogen și neogen a fost dovedită prin foraje, iar structura cuverturii este un efect al tectonicii masivelor de sare, zona aceasta sudică a suferit unele mișcări pe blocuri mai mici. Aceste mișcări sînt puse în evidență de grosimile diferite ale sarmațianului, de absența sarmațianului superior în unele sectoare (sonda Hamba de la nors-est de Sibiu) — unde a fost probabil erodat, fiind plasat pe arii mai înalte — precum și de faptul că sarea nu a fost întîlnită în toate sondajele din zona de care ne ocupăm (într-adevăr, pe cînd în cuvetă prezența sării a fost semnalată în toate forajele adînci, ea a apărut aici numai la Agnita și Rodbav și, recent, în sonda amplasată la Daia-Sibiului pe o cută detectată prin lucrările de seismometrie realizate de Miron Popescu).

Dar, în afară de confirmarea adusă de forajele adînci, am vrea să subliniem și un alt aspect al pragului, al zonei pusă în evidență de gravimetrie și anume, acel seismotectonic. În comunicarea avînd ca obiect „Prezentarea rezultatelor cercetărilor profesorului Ion Atanasiu cu privire la cutremurele de pămînt și sensibilitatea seismică a teritoriului R. P. Romîne, cu interpretare de tectonică seismică", făcută la Conferința de seismologie și tectonică seismică din octombrie 1959, Emilia Saulea s-a ocupat și de această zonă a bazinului Transilvaniei, reproducînd constatările și caracterizările lui Ion Atanasiu. Citățm din

această comunicare : « Cea mai interesantă dintre liniile seismice ale bazinului Transilvaniei pusă în evidență de Ion Atanasiu este linia din marginea sudică a bazinului și numită de el linia Bîrsei (Sibiu — Meșendorf). Ea este trasată în regiunea în care, atît cutremurele focarului din centrul bazinului Transilvaniei cît și cutremurele făgărășene, arată o apreciabilă reducere a intensității. Iată cum caracterizează autorul această linie seismică : „Dacă această linie apare ca o concluzie logică a faptelor observate, privite mai în general, aceleași fapte nu ne oferă însă destule elemente ca să putem preciza mai de aproape poziția ei... De aceea o introducem pe hartă numai pentru a aminti existența ei și nicidecum cu intenția de a indica și poziția ei exactă pe teren. Este posibil ca dispoziția relativ difuză a fenomenelor seismice pe care le punem în legătură cu linia Bîrsei să fie datorită fie faptului că această „linie" nu corespunde unui plan unic, ci unui sistem de plane, fie faptului că, în eventualitatea unui plan unic al faliei, au loc pe el reflexii de unde care complică aspectul de suprafață al fenomenului seismic". Prin urmare această linie corespunde unui accident tectonic al fundamentului ».

Am citat aceste fraze nu numai pentru a pune în evidență importanța observațiilor macroseismice și posibilitățile pe care le oferă interpretarea lor justă și competentă, ci și pentru a sublinia o dată mai mult intuiția excepțională a lui Ion Atanasiu, cercetător pe care geologia romînească l-a pierdut mult prea de vreme.

Căci, chiar dacă între linia schițată de Ion Atanasiu și traseul zonei noastre de gradient gravimetric nu există un paralelism geometric, realitatea ei tectonică — sesizată pe baza unor elemente macroseismice disparate — este astăzi confirmată de precise măsurători geofizice, care o situează și în adevărata ei poziție spațială.

★

În concluzia celor expuse pînă acum, trebuie să menționăm că harta Bouguer redactată pe baza lucrărilor noastre redă imaginea efectului gravimetric rezultat din însumarea aportului infra- și suprastructurii. În bună parte din regiune, masele de fund sînt cele care impun caracterul anomaliilor, datorită densității lor superioare. Ele se prezintă sub forma unui relief îngropat ; acest fundament rigid se pare că a jucat numai pe verticală.

În legătură cu pragul gravimetric ce constituie obiectul notei de față, și care este o manifestare tot a maselor de fund, am vrea să prezentăm aici — cu titlul de ipoteză de lucru — posibilitatea ca sedimentele neogene din cuvetă, ce s-au depus pe acest prag, să constituie, prin poziția lor, capcane stratigrafice în care s-ar putea acumula hidrocarburi. Dacă această ipoteză s-ar verifica prin foraje, efectul gravimetric major, pus în evidență prin lucrările geofizice la sud de Tîrnava Mare, ar constitui nu numai o manifestare interesantă în imaginea cartografică a cîmpului gravitațional, ci și indicele unei zone de interes economic evident.

О ЗНАЧЕНИИ НЕКОТОРЫХ МАКСИМАЛЬНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ НА ЮГЕ ТРАНСИЛЬВАНСКОГО БАССЕЙНА

РЕЗЮМЕ

Описывается максимальный гравиметрический эффект, выявленный на юге Трансильванского бассейна, между реками Тырнава Маре и Олтом, на протяжении более 60 км, широтного простирания и проявляющийся на карте Буге в виде зоны падения силы тяжести на 10—15 мгал по направлению с юга на север, с градиентом превышающим 1,5 мгал/км. Этот эффект — порог, вызванный пространственным расположением южного блока повышенной плотности на контакте с северным блоком пониженной плотности, независимо от того носит ли он сбросовый характер или нет, является, по-видимому, ступенью, спускающейся к прогибу внутренней части Трансильванского бассейна. Данные глубокого бурения, выполненного в бассейне рек Тырнаве и Олта, подтверждают толкование, данное гравиметрическим взаимоотношениям, отображенным на карте Буге.

В виде гипотезы высказывается мысль о том, что неогеоновые отложения, перекрывающие этот порог на площади прогиба, образуют стратиграфические ловушки, благоприятные для скопления углеводородов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. Гравиметрическая карта Буге района, расположенного к северу и северо-востоку от г. Сибиу.

SUR LA SIGNIFICATION DE QUELQUES RAPPORTS GRAVIMÉTRIQUES MAJEURS DANS LE SUD DU BASSIN DE LA TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

L'auteur présente un effet gravimétrique majeur levé dans le Sud du bassin de la Transylvanie, sur une longueur de 60 km. Situé entre les rivières de Tîrnava-Mare et de l'Olt et dirigé de l'Ouest à l'Est, cet effet apparaît sur la carte Bouguer comme une zone de baisse gravimétrique du Sud au Nord, de 10—15 mgal et ayant un gradient qui dépasse 1,5 mgal/km. Effet d'une disposition spatiale mettant en contact un bloc plus dense, au Sud, avec un bloc moins dense, au Nord, ce seuil — ayant ou

non un caractère de faille — représenterait le véritable échelon de la descente vers la cuvette proprement dite, partie intérieure du bassin transylvain. Les informations fournies par les puits de grande profondeur, forés dans les bassins des Tîrnave et de l'Olt, ont confirmé l'interprétation donnée aux rapports gravimétriques mis en évidence sur la carte Bouguer.

A titre d'hypothèse de travail, l'auteur considère qu'il est possible que les sédiments néogènes de la cuvette, déposés sur ce seuil, constituent, vu leur position, des pièges stratigraphiques, qui permettraient l'accumulation des hydrocarbures.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte gravimétrique Bouguer de la région au Nord et au Nord-Est de Sibiu.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cutremurele de pămînt din R.P.R.* Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960 (sub tipar).
2. Macovei G., *Geologia stratigrafică.* Ed. tehnică, Bucureşti, 1954.
3. Mrazec L. et Jekelius E., *Aperçu sur la structure du Bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz.* Assoc. pour l'avanç. de la géol. des Carpates, IIe réun. en Roumanie, Guide des excursions, Bucureşti, 1927.
4. Murgeanu G. et Airinei Şt., *Données géophysiques sur la structure du soubassement de la courbure des Carpates orientales.* Rev. géol. et géogr., nr. 2, 1960.
5. Nettleton L.L., *Determination of density for reduction of gravimeter observations.* Geophysics, 1939, vol. 4, nr. 3.
6. Oncescu N., *Geologia Republicii Populare Romîne.* Ed. tehnică, Bucureşti, 1959, ed. a II-a.
7. Vancea A., *Observaţiuni geologice în regiunea de Sud-Vest a Cîmpiei Ardelene.* Sibiu, 1929.
8. — *Neogenul din bazinul Transilvaniei.* Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1960.

STUDII ASUPRA EFECTULUI GRAVIMETRIC DE LA LIMITA EXTERNĂ A FLIȘULUI CRETACIC DIN MUNTENIA ORIENTALĂ (DINTRE VĂILE PRAHOVA ȘI TELEAJEN — DRAJNA)

DE

ȘTEFAN AIRINEI

Comunicare prezentată la Conferința de geofizică aplicată din 13—15 iunie 1960

INTRODUCERE

Aspectul deosebit de interesant al anomaliei Bouguer din zona imediat externă a flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Teleajenului — Drajnei, pus în evidență cu ocazia prospecțiunilor noastre din anii 1953—1956, în regiunea Subcarpaților Munteniei orientale (1), (2), (3), (4), justifică, credem, efortul pe care l-am depus la întocmirea acestui studiu. Volumul considerabil de calcule[1]), prelucrări analitice și întocmiri cartografice au avut scopul final — în afară de obținerea unor rezultate gravimetrice cît mai eliberate de efectele deformatoare ale reliefului topografic destul de accidentat în regiunea prospectată — prezentarea unor elemente fizice obiective, drept contribuții la lămurirea structurii geologice a subsolului acestui teritoriu.

Este pusă în discuție o fișie de teritoriu de aproximativ 40×10 km, de orientare SSV-NNE, fiind axată pe limita externă a flișului cretacic dintre valea Prahovei, la vest și văile Teleajenului — Drajnei, la est. Rețeaua de măsurători este formată din 2 385 de stații gravimetru, cu o desime medie de 6 stații/km^2. Față de nivelul Mării Negre, stațiile sînt dispuse la altitudini cuprinse între 350 și 1 200 m.

Formațiunile geologice prezente în regiune, considerate în cadrul de ansamblu al Carpaților Orientali (16), aparțin subzonelor internă și

---

[1]) Pentru o parte din calcule am primit ajutor de la Beatrice Gavrilescu, inginer interpretator, căreia îi mulțumim și pe această cale.

externă ale flișului, fiind acoperite parțial, la contactul dintre ele, cu depozitele miocene ale Depresiunii de Slănic (15), (10), (20).

Depozitele sedimentare ale subzonei interne a flișului aparțin cretacicului, de la apțian la senonian, fiind reprezentate în cea mai mare parte prin argile, marne și gresii. Depozitele subzonei externe sînt reprezentate prin formațiuni paleogene (eocen și oligocen). Eocenul prezintă o schimbare importantă de facies de la est spre vest, respectiv de la gresii masive (gresia de Tarcău), la formațiuni marnoargiloase cu intercalații subțiri de gresii (Pintenul de Homorîciu) (17). Depresiunea de Slănic, cu fundament paleogen, este formată din sedimente miocene transgresive (de la burdigalian la sarmațian), compuse din conglomerate, gresii friabile, gipsuri, argile și marne.

În cuprinsul lucrării vom reveni cu informații geologice suplimentare, relativ la stratigrafia și tectonica acestei regiuni, necesare înțelegerii și interpretării elementelor geofizice pe care le vom prezenta.

IMAGINI CARTOGRAFICE ALE CÎMPULUI GRAVITAȚIONAL AL ZONEI DE LA LIMITA EXTERNĂ A FLIȘULUI CRETACIC DINTRE VĂILE PRAHOVA ȘI TELEAJEN – DRAJNA

Deoarece rezultatele gravimetrice puse în discuție corespund unei regiuni muntoase accidentate, s-a procedat, avîndu-se în vedere considerațiile care vor fi discutate în cele ce urmează, la recalcularea hărții anomaliei Bouguer inițiale, în alte două ipoteze : pentru densitatea unică 2,67 g/cm^3 și pentru densitățile medii determinate în teren, indirect, prin metode geofizice.

Vom prezenta trei imagini pentru anomalia Bouguer : anomalia Bouguer calculată pentru densitatea unică 2,20 g/cm^3, anomalia Bouguer pentru densitatea unică 2,67 g/cm^3 și anomalia Bouguer pentru densitățile medii ale formațiunilor geologice din regiune.

Pentru îndepărtarea efectului cîmpului regional care domină imaginile anomaliei Bouguer, s-a încercat, pentru fiecare hartă Bouguer, separarea cîmpului local cu ajutorul derivatei a II-a. Efectele înregistrate în hărțile de derivata a II-a corespund teoretic formațiunilor geologice dinspre suprafața solului. În plus, urmărind același scop, au mai fost determinate, după harta anomaliei Bouguer pentru densități medii, imaginea cîmpului regional și distribuția anomaliilor reziduale din cuprinsul acestui teritoriu.

Prezentăm, în cele ce urmează, rezultatele geofizice înregistrate și materialul cartografic întocmit.

1. *Harta anomaliei Bouguer* $\sigma = 2{,}20$ *g/cm*^{3} *și harta derivatei a II-a corespunzătoare* (*pl. I*).

a. Harta anomaliei Bouguer este calculată după procedeul standard, pentru planul de nivel $h = 0$ (prelungirea suprafeței în repaus a Mării Negre) și reduceri de relief evaluate pînă la distanța de 5 km în jurul

fiecărui punct de observare. Reducerile de altitudine și de relief au fost determinate pentru densitatea medie 2,20 g/cm^3.

Condițiile de amănunt, relativ la întocmirea hărții anomaliei Bouguer și evaluarea erorilor de măsurare au fost discutate detaliat în lucrări precedente (1), (2), (3), (4). Aspectul general al anomaliei Bouguer, calculată pentru acești parametri, este dominat de doi factori deosebit de intenși: influența cîmpului regional și influența efectelor de relief topografic.

Cîmpul regional, de peste 20 mgal, se prezintă sub forma unei creșteri rapide de la SSE spre NNV. Gradientul orizontal mediu poate fi evaluat la aproximativ 2 mgal/km. Valoarea sa pe aria flișului intern este de aproape două ori mai mare decît în regiunea de S-SE. Măsurătorile de peste munți, din regiunea imediat la nord, au stabilit același stil de dezvoltare a cîmpului regional. Acest efect a fost pus pe seama maselor cristaline, mai dense, din fundamentul Carpaților Orientali (5).

Efectele de relief topografic sînt deosebit de clare. Ele provin datorită supra- și subcompensărilor produse prin utilizarea unei densități prea mici pentru stratul intermediar. Cartografic, aceste efecte apar sub forma unor intrînduri negative de-a lungul văilor și al unor dantelări pozitive pe interfluviile dintre aceste văi. Intensitatea lor, în raport cu altitudinile sectoarelor respective, atinge valori de cîțiva miligali. Un exemplu elocvent este înregistrat în partea de NV și partea centrală a hărții, unde izogalele corespund pînă la identitate curbelor de nivel și anume, între văile Prahovei, Cîmpiniței și Doftanei, respectiv între văile Alunișului, Bertei, Teleajenului și Slănicului.

Pe fondul regional al cîmpului gravității, și anume spre limita externă a flișului cretacic, sînt puse în evidență un șir de anomalii locale negative, care, prin modul de distribuție, apar făcînd parte din aceeași familie. Legătura dintre ele este întreruptă mai ales de efectele de relief situate pe văile sau culmile dealurilor interpuse lor. Anomaliile care interesează în mod deosebit, sînt:

Anomalia Șotrile, situată la SE de satul cu același nume, este tăiată transversal de valea Doftanei. Forma anomaliei este eliptică, orientată E-V, cu apexul pe malul drept al văii Doftanei. Intensitatea sa este de aproximativ −3 mgal. Pe aria sa apar formațiuni cretacice și paleogene.

Anomalia Petriceaua se dezvoltă la SSE de satul Petriceaua. Forma anomaliei este cvasicirculară, fiind situată aproape exclusiv pe formațiuni cretacice. Intensitatea sa este în jur de −3 mgal.

Anomalia Bertea, cea mai interesantă din grup, se desfășoară la nord de centrul satului Bertea, în cretacic. Anomalia are forma unei elipse ușor alungite spre est. Partea sudică a anomaliei înglobează formațiuni mai recente, inclusiv depozite miocene din flancul de nord al Depresiunii de Slănic. Intensitatea sa depășește −3 mgal.

Anomalia Schiulești are suprafața cea mai mare. Ea apare la nord de Slănic și SSV de satul Schiulești, fiind axată pe formațiuni paleogene („zona de solzi") situate între flișul cretacic și miocenul Depresiunii

de Slănic. Forma anomaliei este de asemenea eliptică, cu axa mare orientată SSV-NNE. Intensitatea ei este în jur de —3 mgal.

Anomalia Mîneciu-Ungureni se găseşte în prelungirea axei anomaliei precedente, avînd apexul la SV de satul cu acelaşi nume, pe o terasă veche a văii Teleajenului, care se suprapune depozitelor helveţiene de pe flancul nordic al Depresiunii de Slănic. Este o anomalie redusă ca întindere, de formă eliptică şi cu o intensitate de aproximativ —2,5 mgal.

Anomalia Slonu se distinge dintr-un grup de trei anomalii aflate între valea Teleajenului şi valea Drajnei. Anomalia propriu-zisă este situată aproximativ în prelungirea axei anomaliei Mîneciu-Ungureni, apexul său găsindu-se la SSV de satul Slonu. Forma anomaliei este eliptică, axa sa fiind orientată SV-NE. Aproape întreaga suprafaţă a anomaliei se află plasată pe formaţiunile acvitaniene din partea terminală a Depresiunii de Slănic. Intensitatea sa poate fi apreciată la aproximativ —2,5 mgal. Celelalte două anomalii, aflate la SSV de anomalia Slonu, una negativă şi alta pozitivă, apar mai curînd ca efecte de relief.

În ansamblu, acest şir de anomalii se înlănţuie de-a lungul limitei externe a flişului cretacic, amplasamentul lor deplasîndu-se de la vest spre est, de pe formaţiuni cretacice pe depozitele miocene ale Depresiunii de Slănic.

b. Harta derivatei a II-a, corespunzătoare hărţii anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3, este calculată după procedeul H. Haalck (13). Scopul acestei prelucrări este de a scoate în evidenţă contrastele de densitate ale formaţiunilor geologice situate înspre suprafaţa solului şi de a elibera imaginea gravimetrică de influenţa puternică a cîmpului regional. Harta derivatei a II-a a fost întocmită numai pentru regiunea anomaliilor, evitîndu-se în mod voit, partea de nord a hărţii Bouguer, care conţine efectele de relief cele mai puternice. Este adevărat că şi în zona prelucrată sînt multe efecte de relief, care vor apărea mai accentuate în imaginea derivatei a II-a, dar acest lucru corespunde intenţiei noastre de-a arăta, pe de o parte, defectele acestor reprezentări în asemenea situaţii, iar pe de altă parte, de-a indica utilitatea întocmirii hărţior gravimetrice pentru densităţi cît mai apropiate de cele reale din regiunea prospectată. Calcularea derivatei a II-a s-a făcut cu ajutorul unei reţele pătratice cu latura de 0,5 km şi cu formula medie a celor două relaţii propuse de H. Haalck. Alegerea dimensiunii reţelei este în legătură cu grosimile medii, aproximativ de acelaşi ordin de mărime, ale orizonturilor stratigrafice, dispuse vertical în „zona de solzi" şi cu geomorfologia regiunii, care prezintă pe aria anomală denivelări medii în jurul a 500 m, între talvegurile văilor şi culmile înălţimilor. Utilizarea formulei medii a urmărit realizarea unei valori ponderate pentru nouă puncte discrete, în loc de cinci, cît utilizează fiecare din cele două relaţii folosite separat.

Privită în ansamblu, harta derivatei a II-a prezintă o zonă de minime cu valori cuprinse între — 11 şi -25×10^{-13} u.c.g.s., situată pe aria anomaliilor Bouguer negative, fiind flancată la nord şi la sud de anomalii pozitive mai puţin intense. Interpretarea acestei hărţi necesită o sepa-

rare prealabilă a anomaliilor reale de cele cauzate de amplificarea efectelor de relief. Astfel, se observă cu ușurință anomalii negative intense și unitare de-a lungul văilor Prahovei, Cîmpiniței, Vărbilăului sau fragmentate pe văile Doftanei, Bertei, Teleajenului, Drajnei și anomalii pozitive pe interfluviile dintre aceste văi. Din cauza acestor efecte, mai pronunțate în partea de SV a lucrării, anomaliile Șotrile și Petriceaua apar fragmentate sau distorsionate. Anomalia Bertea își păstrează poziția, se amplifică și se prelungește mult spre vest și est. La vest de valea Vărbilăului harta devine mai clară, în sensul că zona anomaliilor Schiulești, Mîneciu-Ungureni și Slonu apare unitară, sub forma unei zone minimale înguste cu patru apexe mai intense (față de izolinia zero, lățimea acestei zone este de 2—3 km), fiind flancată de anomalii pozitive. Al patrulea apex apare între anomaliile Schiulești și Mîneciu-Ungureni.

Anomaliile derivatei a II-a apar situate pe aceleași formațiuni geologice ca și anomaliile Bouguer, pe cretacic, la vest, cu deplasări pînă în miocenul Depresiunii de Slănic, la est. Ele indică adîncimi relativ mici pentru masele perturbante care par a face parte dintr-o unitate geologică bine individualizată.

2. *Harta anomaliei Bouguer* $\sigma = 2{,}67$ *g/cm*^{3} *și harta derivatei a II-a corespunzătoare (pl. II)*

a. Harta anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}67$ g/cm^3 a fost întocmită pentru suprafața de nivel + 350 m și reduceri de relief pînă la 20 km [1]). Întrebuințarea densității unice 2,67 g/cm^3 (densitatea medie a pămîntului) a avut drept scop obținerea unei imagini gravimetrice într-o situație mai apropiată de cea reală — după cum vom vedea în paragraful următor — și într-o ipoteză practicată destul de mult de unii geofizicieni din diferite părți ale lumii.

Imaginea gravimetrică este dominată de un cîmp regional intens, cu o valoare sensibil asemănătoare hărții Bouguer precedente și de unele efecte de relief, mai puțin numeroase, situate mai ales în partea de nord a hărții (zona muntoasă cretacică), provenite din folosirea unei densități cu valori mai mari.

În legătură cu șirul de anomalii minimale Șotrile — Petriceaua — Bertea — Schiulești — Mîneciu-Ungureni — Slonu, această hartă prezintă un important pas înainte pentru identificarea existenței în subsolul regiunii a unei unități geologice continue, situată la limita externă a flișului cretacic, în contrast de densitate cu formațiunile adiacente și capabilă să genereze anomalii minimale în cîmpul gravității.

[1]) Evaluarea corecțiilor de relief topografic pentru sectoarele 5—20 km, s-a realizat cu ajutorul hărților topografice la scara 1 :100 000, pentru o rețea pătratică de stații, cu latura de 1 km. Valorile obținute au permis întocmirea unei hărți cu izolinii trasate la 0,1 mgal cu ajutorul căreia au putut fi reevaluate corecțiile de relief ale rețelei gravimetrice de la 0—5 la 0—20 km. Valorile adiționate au variat între 0,5 și 3,5 mgal. Valorile cele mai mari au revenit stațiilor de pe profilele situate de-a lungul văilor.

Exceptînd anomaliile Bertea şi Schiuleşti, care îşi păstrează aceleaşi poziţii geografice, restul anomaliilor manifestă uşoare decalaje spre vest, de-a lungul axelor care rămîn neschimbate faţă de acelea înregistrate în harta anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3. Raportate la formaţiunile geologice de la suprafaţă, grupul de anomalii păstrează aceeaşi situaţie: anomaliile Şotrile, Petriceaua şi Bertea, pe cretacic; anomalia Schiuleşti pe „zona de solzi"; anomaliile Mîneciu-Ungureni şi Slonu pe miocenul Depresiunii de Slănic.

În plus, această hartă aduce informaţii noi şi deosebit de importante asupra existenţei unui sector maximal, situat în axa Depresiunii de Slănic, între Ceraşu — Mîneciu-Pămînteni — Aluniş, la nord de cordonul de gradient major Homorîciu — Slănic — Livadea (6). În cazul cînd sectorul gravimetric maximal este produs de formaţiunile Pintenului de Homorîciu, axa sa pozitivă ar indica aliniamentul de îngroşare maximă a depozitelor paleogene ale acestei unităţi tectonice.

b. Harta derivatei a II-a, pentru anomalia Bouguer $\sigma = 2{,}67$ g/cm^3 este calculată în aceleaşi condiţii ca şi precedenta. Imaginea obţinută, exceptînd unele anomalii provenite prin amplificarea unor efecte de relief topografic, prezintă, în legătură cu şirul de anomalii Bouguer, un lanţ minimal continuu, din vecinătatea văii Prahovei pînă la est de localitatea Slonu, cuprinzînd 17 apexe cu intensităţi variind între limitele -7 la -19×10^{-13} u.c.g.s. Exceptînd anomaliile Petriceaua şi Schiuleşti, care sînt fărîmiţate în mai multe apexe pe un fond minimal aproape constant ca valoare, restul anomaliilor apar bine conturate, suprapunîndu-se destul de bine pe direcţiile axiale ale anomaliilor Bouguer corespunzătoare sau în spaţiile dintre ele.

3. *Harta anomaliei Bouguer pentru densităţile medii ale formaţiunilor geologice din regiune şi harta derivatei a II-a corespunzătoare (pl. III)*

a. Harta anomaliei Bouguer a fost calculată pentru densităţile medii determinate în regiune cu ajutorul profilelor de densitate (1, 2, 3, 4) pentru aceeaşi suprafaţă de nivel (+ 350 m) şi reduceri de relief pînă la 20 km, ca şi harta anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}67$ g/cm^3. Densităţile măsurate au valori medii în jur de 2,60 g/cm^3 pentru formaţiunile cretacice şi 2,50 g/cm^3 pentru cele paleogene şi miocene. Pentru senonian a fost utilizată densitatea 2,55 g/cm^3. În plus, pentru sectoarele din sud, au fost utilizate densităţile 2,30—2,40 g/cm^3, corespunzător depozitelor mio-pliocene.

Tehnica de calcul, prin folosirea densităţilor medii la determinarea reducerilor Bouguer şi reducerilor de relief topografic, este aceea adoptată de noi într-o lucrare anterioară (5). În figura 1 sînt reproduse compartimentele cu densităţi medii şi izoliniile de egală influenţă aparentă, folosite pentru calcularea reducerilor Bouguer şi reducerilor topografice pînă la 20 km.

Această imagine gravimetrică, lipsită de influenţe de relief topografic pregnante (în regiunea de munte se menţin unele tendinţe de

acest gen), este de asemenea dominată de un cîmp regional intens, peste care se suprapun efecte anomale ale unor cîmpuri locale. Dintre acestea, anomaliile minimale Șotrile — Petriceaua — Bertea — Schiulești — Mîneciu-Ungureni — Slonu ocupă partea centrală a hărții, fiind însoțite, pe flancul de sud, de sectorul maximal din axa Depresiunii de Slănic, iar pe flancul de nord, de un cordon de gradient orizontal foarte activ.

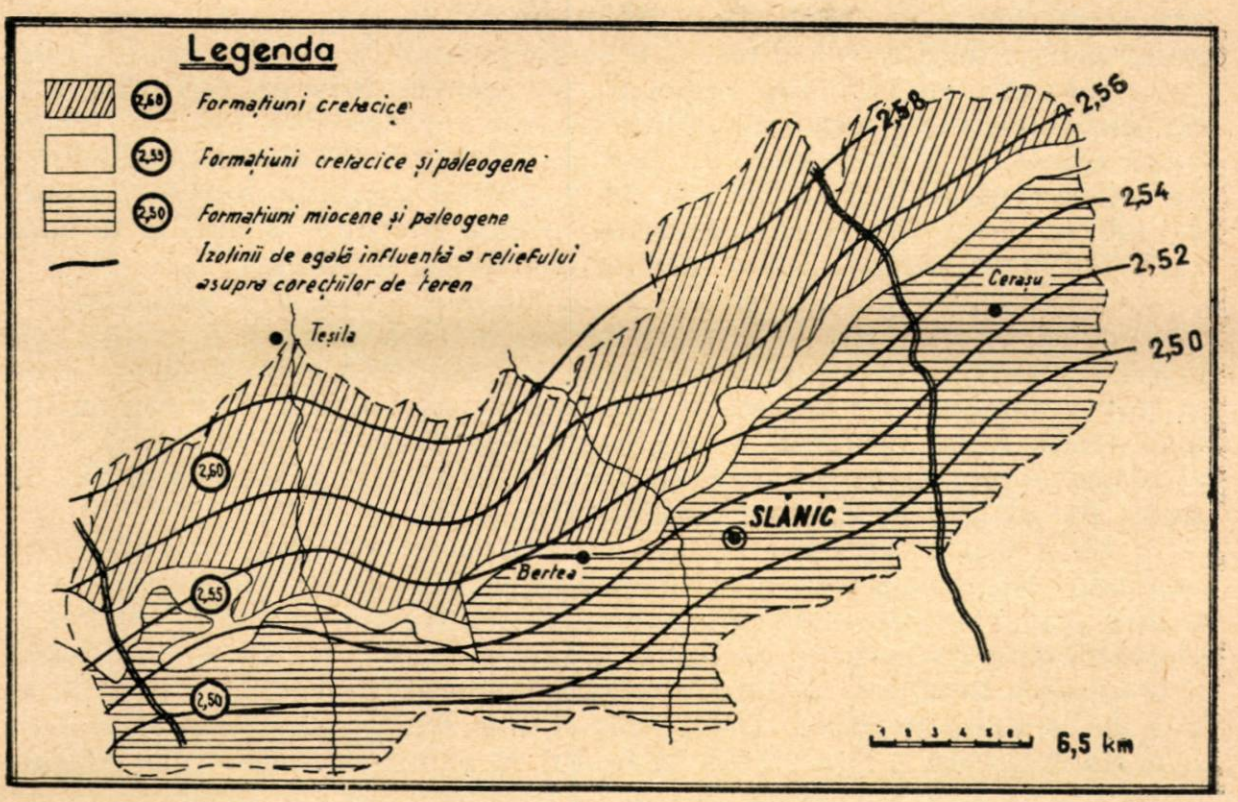


Fig. 1. — Schița compartimentelor de densități medii ale formațiunilor geologice și a curbelor de egală densitate medie ponderată din regiunea anomaliilor gravimetrice Șotrile — Petriceaua — Bertea — Schiulești — Mîneciu-Ungureni — Slonu (reg. Ploiești).

Șirul de anomalii minimale păstrează în mod sensibil aceleași poziții geografice și geologice. Dispoziția lor unitară este perturbată doar de efectul anomaliei regionale, care produce în partea de est, între Mîneciu-Ungureni și Slonu, o atenuare remarcabilă a efectului local minimal.

b. Harta derivatei a II-a, corespunzătoare hărții anomaliei Bouguer pentru densități medii, este o imagine reprezentativă a distribuțiilor de mase dinspre suprafața solului. Deosebit de clar și nealterat de influențe parazitare, apare sectorul Șotrile — Slonu, sub forma unei benzi minimale continue, pe care sînt distribuite o succesiune de apexe mai intense (notate cu cifrele 1—16), încadrat fiind la nord și la sud, de sectoare pozitive, cu anomalii maximale locale (notate 17—36). Intensitatea medie a anomaliilor minimale ale derivatei a II-a, variază între limitele -4 și -12×10^{-13} u.c.g.s. De același ordin de mărime sînt și anomaliile maximale (tabloul nr. 1).

4. *Harta anomaliei regionale şi harta anomaliilor reziduale (pl. IV)*

a. Harta anomaliei regionale reprezintă distribuţia regională a cîmpului gravitaţional. Ea este necesară pentru confirmarea suitelor de anomalii locale minimale şi maximale, puse în evidenţă de hărţile derivatei a II-a. Separarea cîmpului regional a fost realizată după harta anomaliei Bouguer pentru densităţi medii, cu ajutorul unei reţele pătratice avînd latura de 2 km şi un şablon mobil cu trei cercuri, care a asigurat pentru fiecare colţ al reţelei o medie ponderată a 17 puncte discrete.

Intensitatea cîmpului regional, pe această fîşie de teritoriu, este de aproximativ 20 mgal. Imaginea sa este reprezentată printr-o distribuţie orientată a izoliniilor, în care se disting două efecte particulare: un sector central de gradient mai intens (situat geografic imediat la nord de aliniamentul anomaliilor minimale locale Şotrile — Slonu) şi o zonă cu valori uşor pozitive între localităţile Bertea şi Aluniş.

Anomalia regională, produsă de masele dense din adîncime, se încadrează într-un efect de mare întindere care domină întreaga arie internă a curburii Carpaţilor Orientali (5). Sectorul central de gradient ar putea reprezenta o treaptă în fundament sau fruntea unor formaţiuni mai dense. Zona pozitivă la sud de Bertea poate fi efectul unui relief al formaţiunilor cretacice care apar de altfel pe flancul de sud al Depresiunii de Slănic, în dreptul satului Aluniş (11).

b. Harta anomaliilor reziduale este obţinută din harta anomaliei Bouguer pentru densităţi medii, prin scăderea, staţie cu staţie, a valorii anomaliei regionale corespunzătoare. Imaginea obţinută este foarte asemănătoare cu aceea a derivatei a II-a calculată pentru aceeaşi hartă a anomaliei Bouguer: o zonă centrală minimală flancată la nord şi la sud de sectoare pozitive. Deosebirea dintre harta anomaliilor reziduale şi harta derivatei a II-a constă în faptul că anomaliile locale mai unitare în prima, nu sînt prea fărîmiţate şi îşi păstrează sensibil forma şi intensitatea iniţială, înregistrate de harta anomaliei Bouguer.

Zona minimală, situată la limita externă a flişului cretacic, perfect unitară între văile Prahovei şi Drajnei, conţine acelaşi număr de apexe negative ca şi harta anomaliei Bouguer pentru densităţi medii, cu excepţia anomaliei Şotrile care se prelungeşte mult spre vest şi a anomaliei Petriceaua care se fragmentează în două pe cuprinsul aceluiaşi fond depresionar. Sectoarele maximale nu sînt unitare. Ele sînt întrerupte de apofize cu valori scăzute, ca prelungiri ale sectorului minimal. În general, şirul de anomalii pozitive din sectorul minimal sudic este distribuit de-a lungul unei axe paralele axei sectorului minimal.

ANALIZA FAMILIEI DE ANOMALII GRAVIMETRICE MINIMALE ŞOTRILE — SLONU

1. *Descrierea anomaliilor caracteristice*

Sectorul minimal de la limita externă a flişului cretacic cuprinde următoarele anomalii negative, reproduse sistematic de harta anomaliei Bouguer, de harta anomaliilor reziduale şi de harta derivatei a II-a:

Șotrile, Petriceaua, Bertea, Schiulești și Mîneciu-Ungureni — Slonu. Pentru analizarea acestor anomalii, vom lua ca bază de discuție, următoarele hărți : harta anomaliei Bouguer pentru densități medii — harta derivatei a II-a corespunzătoare (pl. III) și harta anomaliei regionale — harta anomaliilor reziduale (pl. IV).

O remarcă importantă în legătură cu sectorul minimal. Aliniamentul sectorului minimal urmărește în general limita externă a flișului cretacic, deplasîndu-se de la vest spre est de pe formațiuni cretacice pe formațiunile miocene ale Depresiunii de Slănic. Unitatea acestui sector apare reprezentată mai ales în harta derivatei a II-a și în harta anomaliilor reziduale. Izolinia *zero* indică, principial, poziția limitei absolute a zonei anomale în raport cu sectoarele alăturate, respectiv ordinul de mărime al grosimii sectorului minimal. Se observă cu ușurință că izolinia zero din harta anomaliilor reziduale indică limite mai largi pentru sectorul minimal, decît izolinia zero din harta derivatei a II-a. Diferențele de la hartă la hartă pot fi apreciate prin lungimile segmentelor aceloraşi văi intersectate de fiecare din cele două izolinii zero. Astfel, dimensiunile în *km* ale acestor segmente de văi, sînt :

	în harta derivatei a II-a	în harta anomaliilor reziduale
valea Cîmpiniței	0,6	2,0
valea Doftanei	1,0	1,8
valea Bertei	2,5	3,5
valea Vărbilăului	0,7	1,4
valea Crasnei	1,4	2,0
valea Teleajenului	1,0	1,9
valea Drajnei	1,1	1,4

După aceste cifre, grosimea sectorului minimal, dată de harta anomaliilor reziduale, este aproximativ de două ori mai mare decît grosimea indicată de harta derivatei a II-a.

a. Anomalia Șotrile apare de aceeași formă și aproximativ cu aceleași dimensiuni în harta anomaliei Bouguer și în harta anomaliilor reziduale. În harta derivatei a II-a este fragmentată în două apexe de o parte și de alta a văii Doftanei. Porțiunea segmentului minimal dintre valea Prahovei și valea Doftanei prezintă încă trei apexe în harta derivatei a II-a și unul în harta anomaliilor reziduale. Caracteristicile acestor apexe sînt asemănătoare acelora corespunzătoare anomaliei Șotrile.

Reproducem în figura 2 o secțiune transversală NNV-SSE peste apexul anomaliei Șotrile și profilele gravimetrice corespunzătoare anomaliei Bouguer, anomaliei regionale, anomaliei reziduale și anomaliei derivatei a II-a. De asemenea este reprodus profilul geologic de-a lungul acestei secțiuni. Se pot urmări cu ușurință raporturile dimensionale ale diverselor reprezentări ale efectului gravitațional și dispoziția acestui efect față de formațiunile geologice prezente la suprafața solului. Minimul anomaliei Bouguer este situat deasupra formațiunilor cretacice (depozite albiene și senoniene). Minimele anomaliei reziduale și derivatei a II-a sînt decalate ușor spre NNV.

b. Anomalia Petriceaua este situată într-o poziție geologică particulară din punct de vedere tectonic. În dreptul localității Petriceaua intervin două fracturi transversale, cauzînd o compartimentare și o împingere spre sud, în domeniul formațiunilor mio-paleogene, a depozitelor flișului cretacic. Anomalia Petriceaua este centrată tocmai pe spațiul dintre aceste fracturi. Imaginea sa este unitară în harta anomaliei Bouguer și fragmentată în două apexe în hărțile derivatei a II-a

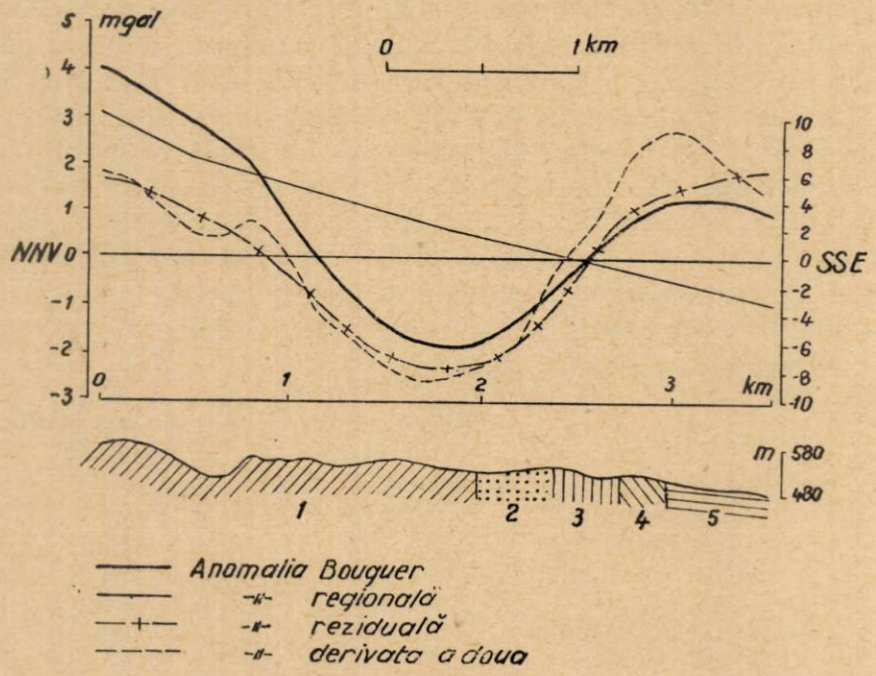


Fig. 2. — Profile gravimetrice pentru o secțiune NNV-SSE a anomaliei Șotrile. *1*, Albian; *2*, senonian; *3*, eocen; *4*, acvitanian; *5*, miocen.

și anomaliilor reziduale. Deosebit de interesant apare și faptul că apexul minimal estic are axul de simetrie orientat N-S și că prelungește spre sud un culoar cu valori depresionare, pe care apare, la est de localitatea Brebu, o anomalie minimală bine conturată.

c. Anomalia Bertea își păstrează aproximativ aceeași formă și aceeași poziție geografică-geologică în toate imaginile gravimetrice prezentate. În figura 3 este redată o secțiune transversală N-S peste acest apex, profilele gravimetrice (anomalia Bouguer, anomalia regională, anomalia reziduală și anomalia derivatei a II-a), profilul geologic și profilul reliefului topografic.

Apexul anomaliei Bertea este situat de asemenea pe formațiuni cretacice. El nu este perfect simetric în raport cu axul său de simetrie. Dimensiunile proporționale ale anomaliei și intensitatea ei, relativ constantă în harta anomaliei Bouguer și harta anomaliilor reziduale (circa — 3 mgal), o fac să fie cea mai interesantă din întregul grup.

d. Anomalia Schiulești se află în prelungirea anomaliei Bertea, între văile Vărbilăului și Crasnei. Menționăm cu această ocazie, că

în dreptul văii Teleajenului sectorul minimal suferă cea mai mare strangulare. Anomalia Schiulești are forma unei elipse alungite, cu axa mare de peste 5 km, urmărind îndeaproape limita dintre formațiunile cretacice și cele paleocen-miocene. Figura 4 arată profilele gravimetrice (anomalia Bouguer, anomalia regională, anomalia reziduală și anomalia derivatei a doua), profilul geologic și profilul reliefului topografic, pentru o secțiune aproximativ N-S, transversală anomaliei Schiulești. De-a lungul

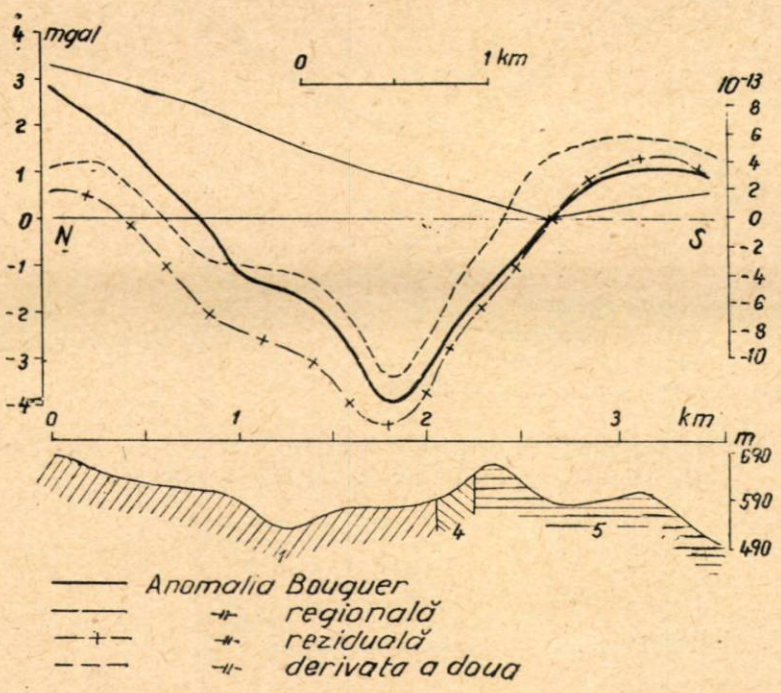


Fig. 3. — Profile gravimetrice pentru o secțiune N-S a anomaliei Bertea. *1*, Albian; *4*, acvitanian; *5*, miocen.

acestui profil denivelările sînt de circa 400 m. Apexul minimal al secțiunii se află plasat la jumătatea pantei sudice a dealului.

e. Anomalia Mîneciu-Ungureni—Slonu ocupă partea estică a sectorului minimal înregistrat în hărțile anomaliilor reziduale și derivatei a II-a. În harta anomaliei Bouguer aceste anomalii apar sub forma unei tendințe minimale în prelungirea anomaliei Schiulești, datorită efectului puternic al cîmpului regional. Harta derivatei a II-a indică două apexe minimale, asemănător hărții anomaliei Bouguer $\sigma = 2{,}20$ g/cm^3, situate una în dreptul localității Mîneciu-Ungureni și alta la sud de satul Slonu. Harta anomaliilor reziduale arată o singură anomalie unitară. Important de reținut este faptul că axul acestei anomalii se află integral plasat pe formațiunile miocene ale Depresiunii de Slănic. Figura 5, care reproduce o secțiune transversală NNV-SSE peste apexul Mîneciu-Ungureni, arată poziția minimelor profilelor gravimetrice ca fiind plasate deasupra depozitelor miocene.

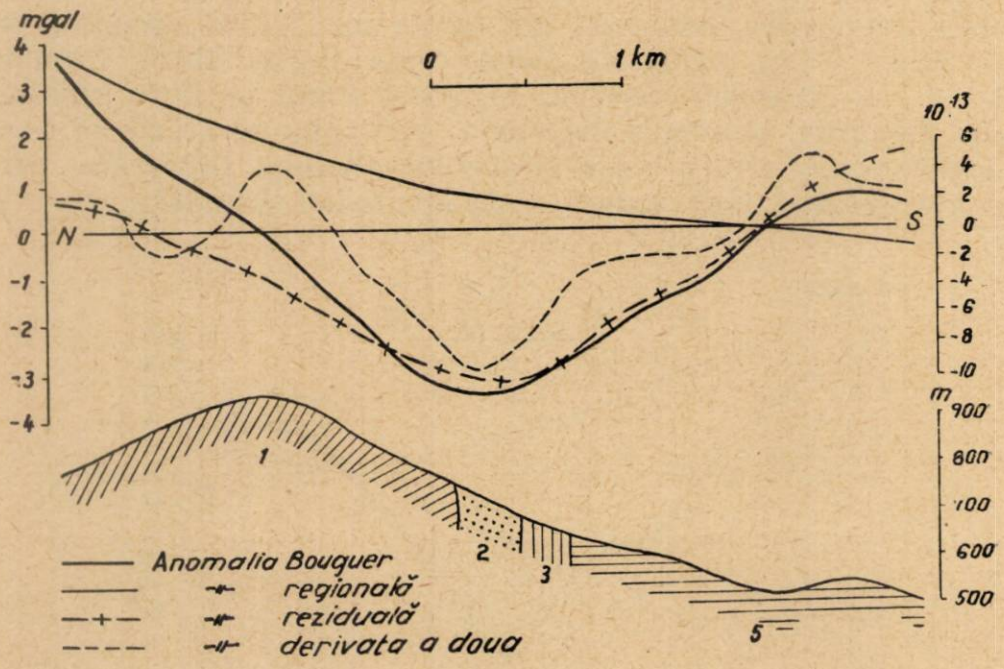


Fig. 4. — Profile gravimetrice pentru o secțiune N-S a anomaliei Schiulești. *1*, Albian; *2*, senonian; *3*, eocen; *5*, miocen.

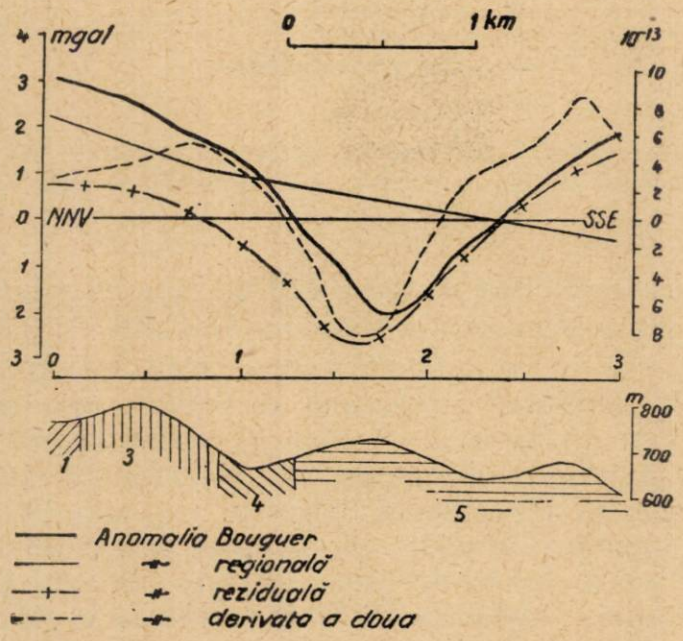


Fig. 5. — Profile gravimetrice pentru o secțiune NNV-SSE a anomaliei Mîneciu-Ungureni. *1*, Albian; *3*, eocen; *4*, acvitanian; *5*, miocen.

2. *Estimarea adîncimilor surselor perturbante*

Majoritatea metodelor de calcul propuse de diferiți autori pentru estimarea adîncimii surselor perturbante, utilizează o serie de caracteristici numerice ale anomaliilor, obținute direct din harta anomaliei Bouguer, harta derivatei a II-a sau harta anomaliilor reziduale. În cele mai multe cazuri rezultatele sînt limitative — se referă la adîncimea părții superioare a surselor perturbante — și reprezintă un ordin de mărime cu totul estimativ. Determinarea acestor adîncimi este totuși necesară pentru interpretarea geologică a familiilor de anomalii descrise, cu atît mai mult, cu cît lipsesc aproape total informații de alt ordin (foraje structurale sau de explorare), iar ipotezele tectonice cunoscute par să nu convină satisfăcător imaginilor geofizice prezentate.

Au fost aplicate patru metode de calcul: metoda Haalck (14), metoda Bott-Smith (9), metoda Smith (21) și metoda clasică a „curbei zecimale".

a. Estimarea adîncimilor cu ajutorul metodei Haalck. A fost folosită harta derivatei a II-a (pl. III). Anomaliile minimale și maximale, pentru care au fost efectuate calculele, sînt numerotate pe această hartă cu cifrele 1—36. Valorile L (valoarea medie a maximului anomaliei derivatei a II-a) și a (distanța apexului anomaliei la izolinia zero) au fost apreciate cu cea mai mare atenție pe hărți la scara 1 : 50 000. Calculele s-au efectuat pentru o gamă largă a contrastului de densitate (diferențe între densitatea medie a sursei perturbante și densitatea medie a mediului ambiant): între 0,1 și 0,5 g/cm^3. Pentru fiecare contrast au fost determinate două adîncimi (t_1 și t_2), considerate ca limite în cadrul cărora trebuie să se găsească limita superioară a sursei perturbante. Tabloul nr. 1 înregistrează totalitatea acestor date.

Anomaliile notate 1—16 sînt apexele sectorului minimal Șotrile—Slonu. Anomaliile notate 17—36 formează lanțurile de apexe maximale care încadrează la nord și la sud sectorul minimal. Din analizarea acestor rezultate se pot deduce următoarele: contrastul de densitate $\sigma = 0{,}1$ g/cm^3, dat fiind adîncimile nule sau negative obținute, este practic de neadmis, ca fiind prea mic. Pentru anomaliile negative (1—16) contrastele de densitate cele mai probabile par a fi $\sigma = 0{,}3 \sim 0{,}5$. Pentru anomaliile pozitive (17—36), contrastele $0{,}2 \sim 0{,}3$ par să fie convenabile. În general, ordinul de mărime al adîncimilor este proporțional dimensiunilor anomaliilor măsurate.

b. Estimarea adîncimilor cu ajutorul metodei Bott-Smith. De fapt, au fost aplicate numai teoremele III și IV, respectiv corolarele lor, pentru patru anomalii caracteristice din sectorul minimal Șotrile—Slonu. Ca material primar a fost utilizată harta anomaliei Bouguer. Calculele sînt bazate pe următoarele elemente dimensionale: valoarea maximă a anomaliei Bouguer (g_{max}) și valoarea gradientului maxim $[dg(x)/dx]_{max}$, determinată pentru segmentul cuprins între axul sectorului de gradient situat pe flancul de nord al anomaliilor și centrul

Tabloul nr. 1

Estimarea adîncimilor surselor perturbante ale ansamblului de anomalii minimale şi maximale de la limita externă a flişului cretacic dintre văile Prahovei şi Teleajenului—Drajnei, prin metoda Haalck

Anomalia	L 10^{-13}	a m	Valorile contrastului de densitate									
			0,1		0,2		0,3		0,4		0,5	
			t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2	t_1	t_2
1	— 4,30	750	150	75	600	375	773	525	893	615	960	668
2	— 8,70	500	5	—15	255	155	415	275	510	345	570	390
3	— 6,25	400	160	96	372	252	468	320	524	368	548	380
4	— 8,00	500	25	0	225	185	450	300	535	365	595	410
5	—10,30	560	34	17	155	84	347	224	465	314	554	375
6	— 8,15	600	0	—18	258	156	450	276	596	384	708	444
7	— 4,70	500	255	155	510	345	615	420	665	465	705	490
8	—11,30	550	50	72	121	66	308	190	437	291	526	358
9	—12,10	575	—	—	81	35	270	167	408	270	500	339
10	— 4,50	450	203	167	482	338	562	396	617	428	653	496
11	— 6,30	550	72	28	380	248	539	369	627	429	688	473
12	— 4,25	450	284	170	491	338	572	401	626	432	648	451
13	— 4,30	425	285	183	480	332	557	383	595	412	615	434
14	—10,65	550	22	—11	165	94	352	231	473	314	555	374
15	— 8,90	500	5	—15	240	150	405	270	505	340	610	390
16	— 8,00	450	50	18	302	194	410	279	509	351	558	383
17	+ 2,60	400	420	284	544	380	588	408	612	424	624	456
18	+ 6,25	550	83	33	396	259	550	374	638	440	688	473
19	+ 6,50	500	85	40	370	240	400	345	590	405	635	435
20	+ 4,20	400	288	188	460	316	528	368	568	392	580	413
21	+ 2,40	400	464	320	568	392	604	420	620	436	632	444
22	+ 5,05	325	247	162	387	267	439	306	465	325	478	335
23	+ 4,80	475	223	138	470	320	594	409	639	432	665	461
24	+ 2,80	425	408	276	557	383	618	425	642	442	650	455
25	+ 2,85	750	423	263	780	533	941	639	1020	705	1065	743
26	+ 4,10	600	258	144	582	270	702	480	780	534	822	570
27	+ 4,40	600	210	126	546	366	684	468	762	528	816	564
28	+ 8,10	500	20	—5	280	175	440	295	535	360	590	405
29	+ 7,95	575	—	—17	270	167	460	305	569	385	644	443
30	+ 8,10	650	7	—7	228	195	449	286	592	397	676	553
31	+ 6,25	625	63	—	375	244	569	381	681	463	741	513
32	+ 5,25	450	194	117	423	293	536	369	590	405	621	432
33	+ 9,80	375	38	11	244	158	356	236	420	289	458	315
34	+ 9,25	500	—	—20	235	145	400	265	495	335	560	385
35	+10,20	650	78	—	111	52	332	208	481	312	592	397
36	+ 9,80	625	81	50	144	75	363	225	569	381	600	400

fiecărei anomalii. Tabloul nr. 2 redă adîncimile a şi a' obţinute cu cele două perechi de relaţii.

Este de remarcat că această metodă nu face apel direct la contrastele de densitate din subsol. Valorile obţinute corespund la adîncimi pentru partea superioară a sursei perturbante; ele sînt de 2—4 ori mai mari decît valorile determinate prin metoda precedentă.

c. Estimarea adîncimilor cu ajutorul metodei Smith. Calculele s-au efectuat cu ajutorul teoremei III, utilizîndu-se harta derivatei a II-a, pentru anomaliile negative notate 1—16 şi aflate pe cuprinsul sectorului minimal Şotrile — Slonu. Procedeul utilizează un

Tabloul nr. 2

Estimarea adîncimilor surselor perturbante pentru anomaliile caracteristice ale sectorului minimal Șotrile – Slonu, prin metoda Bott-Smith

Anomalia	$\left\lvert \frac{dg(x)}{dx} \right\rvert_{max}$ mgal/m	g_{max} mgal	Teorema III		Teorema IV	
			a m	a′ m	a m	a′ m
Șotrile	1,71	2,75	1 365	2 412	1 043	1 608
Bertea	1,85	4,30	1 972	3 486	1 508	2 324
Schiulești	1,56	3,25	1 768	3 125	1 351	2 083
Mîneciu-Ungureni	1,28	2,70	1 790	3 164	1 368	2 109

singur element dimensional, valoarea maximă a anomaliei derivatei a II-a ($| G'' |_{max}$) și un element estimativ în legătură cu diferența maximă probabilă dintre densitatea medie a sursei perturbante și densitatea medie a mediului ambiant. Tabloul nr. 3 redă adîncimile calculate pentru cinci ipoteze făcute referitor la contrastul maxim dintre densități.

Tabloul nr. 3

Estimarea adîncimilor surselor perturbante pentru anomaliile negative conținute de sectorul minimal Șotrile – Slonu, prin metoda Smith

Anomalia	$\lvert G'' \rvert_{max}$	Adîncimile (m) pentru contrastele :				
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
1	— 4,30	837	1 675	2 515	3 350	4 188
2	— 8,70	414	827	1 242	1 655	2 070
3	— 6,25	576	1 152	1 728	2 304	2 880
4	— 8,00	450	900	1 350	1 800	2 250
5	—10,30	350	700	1 050	1 400	1 750
6	— 8,15	441	882	1 323	1 764	2 205
7	— 4,70	766	1 532	2 298	3 064	3 830
8	—11,30	318	636	954	1 272	1 590
9	—12,10	298	596	894	1 192	1 490
10	— 4,50	800	1 600	2 400	3 200	4 000
11	— 6,30	571	1 142	1 713	2 284	2 855
12	— 4,25	847	1 694	2 541	3 388	4 235
13	— 4,30	837	1 675	2 515	3 350	4 188
14	—10,65	338	676	1 014	1 352	1 690
15	— 8,90	404	808	1 212	1 616	2 020
16	— 8,00	450	900	1 350	1 800	2 250

Comparînd aceste rezultate cu acelea obținute prin metoda Bott-Smith, se observă că ele sînt asemănătoare ca ordin de mărime numai pentru un contrast de densitate $> 0,4$ g/cm^3.

d. Estimarea adîncimilor cu ajutorul „curbei zecimale". Au fost utilizate profilele anomaliilor reziduale Șotrile, Bertea, Schiulești și Mîneciu-Ungureni din secțiunile prezentate în figurile 2, 3, 4 și 5.

Caracterul bidimensional al sectorului minimal, Şotrile — Slonu, permite să se facă asimilarea surselor perturbante cu un cilindru orizontal infinit. Sche-

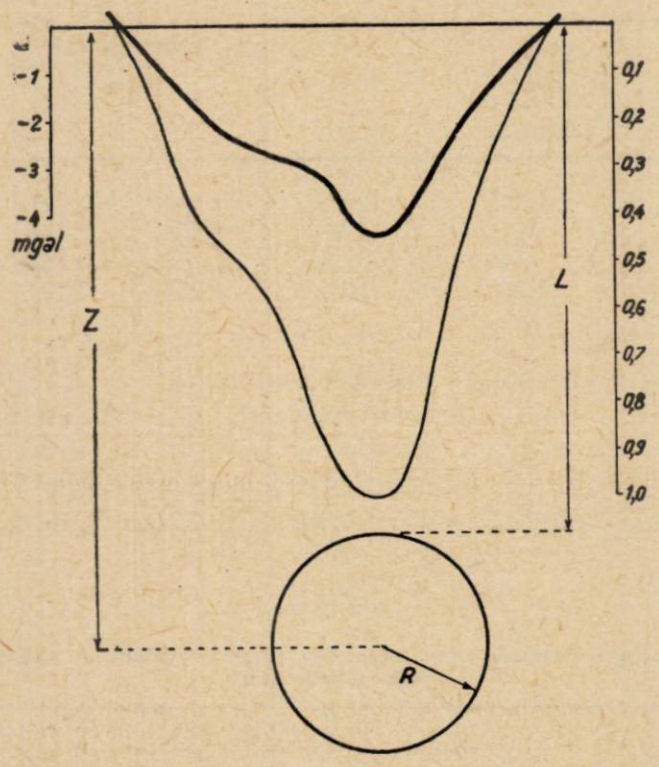


Fig. 6. — Schema de calcul a elementelor de adîncime ale anomaliei minimale Bertea, prin metoda „curbei zecimale".

mele de calcul, ca aceea din figura 6 pentru anomalia Bertea, au condus la determinarea adîncimilor centrelor de greutate (Z), adîncimile la creasta

Tabloul nr. 4

Estimarea adîncimilor surselor perturbante pentru anomaliile caracteristice ale sectorului minimal Şotrile – Slonu, prin metoda „curbei zecimale"

Anomalia	Adîncimea Z a centrului de greutate	Raza corpului perturbant (R), asimilat cu un cilindru orizontal infinit					Adîncimea la creasta corpului perturbant (L)				
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
Şotrile	454	158	110	90	80	70	296	344	364	374	384
Bertea	564	243	172	140	122	112	321	392	424	442	452
Şchiuleşti	831	253	178	144	127	113	578	653	687	704	718
Mîneciu-Ungureni	420	161	116	93	82	70	259	314	327	338	350

surselor perturbante (L) şi la lungimea razelor acestor surse (R). Tabloul nr. 4 sintetizează aceste date.

Datele obținute prin această metodă sînt asemănătoare, ca ordin de mărime, cu acelea obținute prin metoda Haalck.

Pentru aprecierea comparativă a valorilor calculate pentru partea superioară a surselor perturbante, prin cele patru metode, dăm, în tabloul nr. 5, rezultatele obținute pentru anomaliile caracteristice din sectorul minimal Șotrile — Slonu.

Tabloul nr. 5

Adîncimile la partea superioară a surselor perturbante pentru anomaliile caracteristice ale sectorului minimal Șotrile — Slonu, obținute prin metodele Haalck, Bott - Smith, Smith și „curbei zecimale"

Anomalia	Metoda Haalck			Metoda „curbei zecimale"			Metoda Smith			Metoda Bott-Smith			
										teorma III		teorema IV	
	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,5	a	a′	a	a′
Șotrile	300	365	410	364	374	384	1 350	1 800	2 250	1 365	2 412	1 043	1 608
Bertea	167	270	339	424	442	452	894	1 192	1 490	1 972	3 486	1 508	2 324
Schiulești	231	314	374	687	704	718	1 014	1 351	1 690	1 768	3 125	1 351	2 083
Mîneciu-Ungureni	270	340	390	327	338	350	1 212	1 616	2 020	1 790	3 164	1 368	2 109

Analizarea acestor date arată, pe de o parte, asemănarea, ca ordin de mărime, dintre rezultatele calculate prin metodele Haalck—„curbei zecimale" și metodele Bott-Smith — Smith, iar pe de altă parte, împrăștierea mare a rezultatelor între cele două grupe de metode. Este foarte probabil ca adîncimile obținute prin metodele Haalck—„curbei zecimale", să fie cele mai apropiate de situațiile reale din subsol.

3. *Efectul magnetic al sectorului minimal Șotrile—Slonu*

Rețeaua de stații gravimetrice a fost măsurată și magnetic, cu un variometru vertical. Rezultatele acestor măsurători sînt publicate fragmentat în cadrul altor lucrări (1), (2), (3), (4). Ceea ce trebuie reținut din aceste rezultate, în sprijinul interpretării geologice a anomaliilor gravimetrice din acest sector, este faptul că atît harta ΔZ, cît și harta anomaliei ΔZ (inedită), nu prezintă un efect unitar din punct de vedere magnetic, care ar putea fi corelat cu efectul gravimetric minimal Șotrile—Slonu. Totuși, sînt trei anomalii gravimetrice (Șotrile, Bertea și Schiulești) care prezintă efecte magnetice înscrise sub forma unor anomalii bine conturate. Dintre acestea, cuplul gravimetric-magnetic Bertea rămîne cel mai reprezentativ (fig. 7). Forma anomaliilor, dimensiunile lor, dispoziția geografică-geologică și ordinul de mărime al intensităților măsurate, par să indice că acest cuplu este produsul unei aceleiași surse perturbante.

Decalajul relativ mic spre est și spre sud al anomaliei magnetice, față de anomalia Bouguer, amintește despre deplasarea spre vest a anomaliei derivatei a II-a, care este de același ordin de mărime.

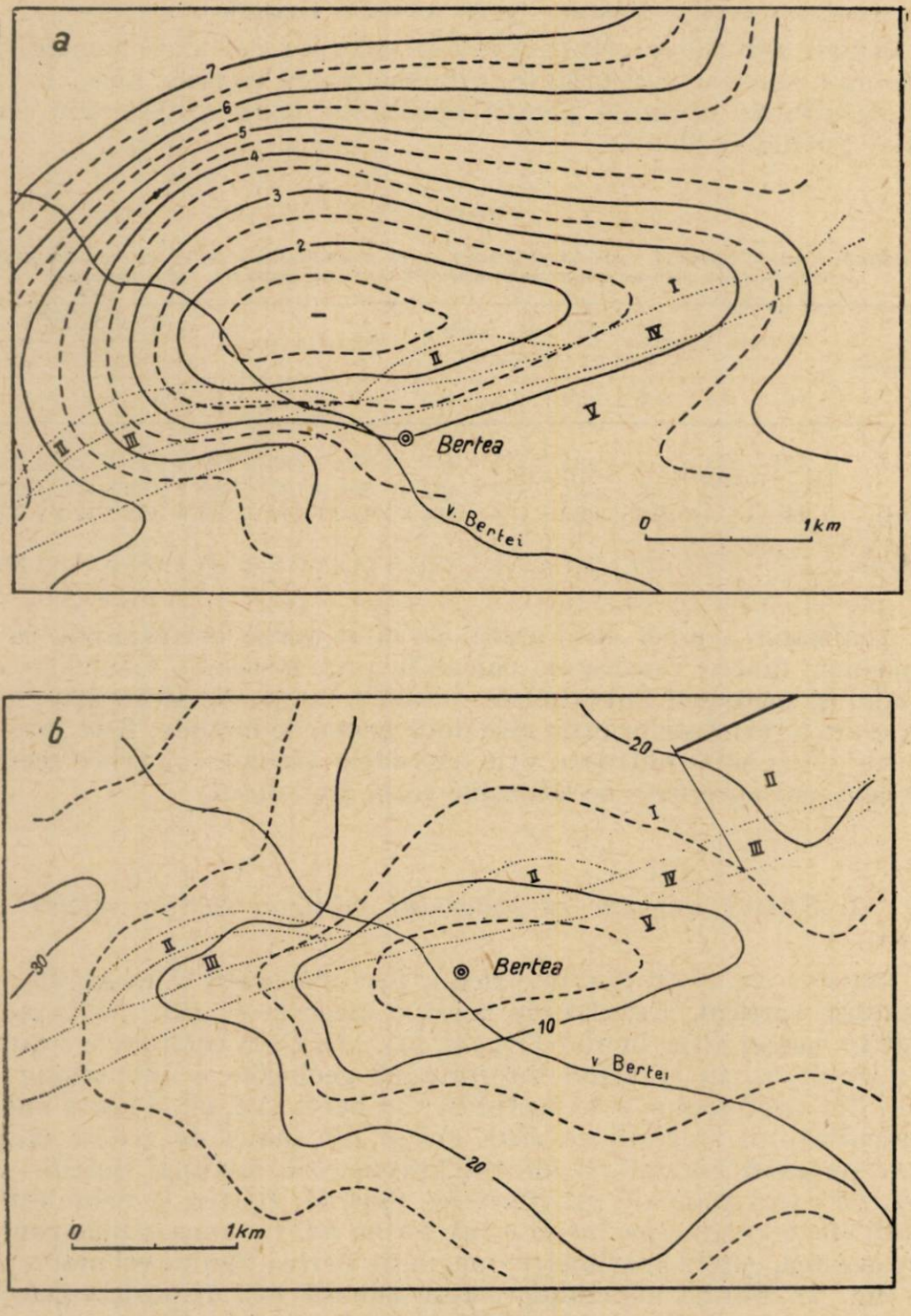


Fig. 7. — Anomalia Bertea. Harta anomaliei Bouguer (*a*) și Harta componentei verticale ΔZ (*b*). *I*, Albian + apțian; *II*, senonian; *III*; eocen; *IV*, acvitanian; *V*, miocen.

CONSIDERAȚII GEOLOGICE ÎN LEGĂTURĂ CU EFECTUL GRAVIMETRIC DE LA LIMITA EXTERNĂ A FLIȘULUI CRETACIC DIN MUNTENIA ORIENTALĂ

Interpretarea geologică a datelor geofizice sub forma lor primară prezintă dificultăți aproape de nerezolvat. Un ajutor important, dar incomplet, îl oferă prelucrările analitice și calculele cantitative executate. Ele au adus elemente noi, deosebit de clare, care asigură argumentarea unei explicații geologice indirecte a fenomenului gravitațional măsurat.

Șirul de anomalii minimale Șotrile—Petriceaua — Bertea— Schiulești— Mîneciu-Ungureni — Slonu dispus spre limita externă a flișului cretacic — cu axele de simetrie trecînd gradat, de la vest spre est, de pe cretacic pe miocen — sînt necorelabile cu formațiunile geologice de la suprafața solului. Aceasta ar fi explicația pe care ar putea-o formula analizarea hărții anomaliei Bouguer.

Prelucrările analitice (derivata a II-a, separarea cîmpurilor, calcule de adîncimi) precizează că aceste anomalii fac parte dintr-o aceeași familie, fiind situată pe un sector minimal unitar și cu o desfășurare continuă din valea Prahovei în valea Drajnei. Acest sector este încadrat la nord și la sud de compartimente mai dense, capabile să genereze anomalii locale maximale. Mai mult, compartimentul sudic prezintă un ax maximal, paralel axului sectorului minimal, întrerupt doar de unele apofize cu valori mai scăzute. Axul sectorului minimal urmărește traseul axelor anomaliilor negative, cu treceri gradate, de la vest spre est, de pe cretacic pe miocen.

Stabilirea existenței unui sector unitar, în contrast de densitate remarcabil față de compartimentele adiacente și necorelabil direct cu depozitele sedimentare ale structurilor de suprafață, constituie o etapă nouă și importantă de cunoaștere a subsolului regiunii.

În sfîrșit, ultima etapă a interpretării trebuie să stabilească, folosind toate cunoștințele actuale asupra geologiei structurale a regiunii, ce anume poate reprezenta corpul geologic aflat în contrast de densitate cu masele învecinate din nord și din sud. Problema, privită în cadrul tectonic al regiunii, prezintă două aspecte particulare, care se adaugă la dificultățile existente : contrastul de densitate pe care îl manifestă corpul perturbant față de depozitele înconjurătoare, mai mare decît contrastele de densitate ale formațiunilor de la suprafață, și asimetria ușoară a sectorului minimal față de stilul structural superficial (decalajul unghiular, de la vest spre est, de pe formațiuni cretacice pe formațiuni miocene).

Valoarea medie a densităților din regiune scade de la nord spre sud, adică de la formațiuni mai vechi (cretacice) la formațiuni mai noi (miocene). Contrastul de densitate dintre aceste depozite nu depășește 0,2 g/cm^3, ceea ce reprezintă valoarea minimă posibilă pentru corpul perturbant considerat în general.

Liniile structurale mari din regiune au o orientare E—V în partea vestică a regiunii, între valea Prahovei, și est de valea Doftanei, prezentînd,

din dreptul localităţii Petriceaua spre NE, o schimbare de direcţie de peste 35°. Cunoştinţele noastre tectonice referitoare la această regiune, foarte variate şi uneori nebuloase, pot fi rezumate astfel : formaţiunile cretacice iau contact direct cu cele paleogene prin intermediul unei flexuri (15), peste care a invadat transgresiunea miocenă. Contactul dintre cretacic şi paleogen este după M.G. Filipescu (10) în raporturi tectonice mult mai complicate, formînd o zonă de trecere, compusă din depozite albiene, senoniene şi paleogene care se repetă, cu strate solzificate şi redresate pînă la verticală, pe care o denumeşte „zona de solzi". În cercetările sale mai recente este afirmată părerea că depozitele „zonei de solzi" sînt prelungirea spre SV a „stratelor de Zagon" care se găsesc în continuare de sedimentare peste „şisturile negre" (12). După I. Băncilă (7), o linie tectonică importantă, linia Audia, externă unităţii medio-interne (pînza şisturilor negre) este prezentă pe flancul de nord al Depresiunii de Slănic, între valea Bîsca Chiojdului şi valea Vărbilăului, de unde taie oblic Depresiunea de Slănic, situîndu-se pe flancul ei sudic. Gr. Popescu (18) consideră că sectorul tectonizat cunoscut sub denumirea de „zona de solzi", reprezintă o variaţie de facies pe marginea externă a seriei de Teleajen, formată din intercalaţii de argile roşii şi marne şistoase cenuşii, poziţia lor verticală datorindu-se cutărilor intense din interiorul acestei serii. Seria de Teleajen face parte din structura sinclinalului de depozite cretacice superioare (vraconian-cenomanian-turonian-senonian), ca poziţie externă, prelungindu-se spre vest prin seria de Dumbrăvioara (19), ca poziţie mai internă. Depozitele paleogene sînt dispuse structural sub forma unui anticlinal puternic, afundat de la NE spre SE şi denumit local Pintenul de Homorîciu. Spre vest, din valea Vărbilăului, acest anticlinal continuă să se afunde, fiind încălecat local de rocile cretacice de la nord. Pe baza acestei ipoteze, Depresiunea de Slănic este o structură numai aparent unitară, fiind compusă, de fapt, din două sinclinale sudate, sinclinalul de Slănic, cu fundament paleogen şi sinclinalul de Breaza, cu fundament cretacic (7), (8).

Nici una din aceste ipoteze nu prevede existenţa unui corp geologic unitar, desfăşurat pe o lungime de aproximativ 50 km, ascuns în subsolul limitei externe a flişului cretacic. De altfel, prezenţa sa, pusă în evidenţă prin măsurători gravimetrice, este greu să fie încadrată integral, în una din aceste ipoteze structurale ale regiunii, mai ales datorită asimetriei sale unghiulare în raport de structurile de suprafaţă, respectiv, trecerea faţă de formaţiunile acoperitoare, din domeniul rocilor cretacice în cel al rocilor miocene.

Analizarea efectului gravimetric, şi încercări de a fi explicat cu fiecare din aceste ipoteze, a condus la imaginarea unei situaţii structurale neprevăzute, care în linii simple poate fi schiţat astfel : sectorul minimal este efectul cumulat al unei flexuri a flişului cretacic (în concepţia acad. G. Murgeanu), cu flancul de sud căzut pe verticală şi cu flancul de nord revărsat spre sud. Depozitele cretacice, mai dense, au putut prinde dedesubt formaţiuni paleogene şi eventual miocene, mai puţin dense, dispuse structural discordant faţă de stilul tectonic al sedimentarului acoperitor. Este posibil ca formaţiunile prinse dedesubt să conţină mase de sare şi acumulări de hidrocarburi, interesante din punct de vedere economic.

Prezența sării în regiunea Bertea este atestată și de anomalia magnetică negativă corespunzătoare anomaliei gravimetrice minimale (fig. 7).

Prezența maselor de sare ar justifica existența contrastelor de densitate mai mari de 0,2 g/cm^3. Intensitatea anomaliilor este comparabilă cu aceea măsurată deasupra masivului de sare de la Slănic (22), aflat la mai puțin de 4 km sud de anomalia Schiulești. Masivul de sare de la Slănic se află în imediata vecinătate a suprafeței subsolului. Apexele minimale ale sectorului Șotrile—Slonu ar putea reprezenta, prin comparație, mase de sare mai mari și mai adînci — eventual, la adîncimile calculate prin metodele Haalck și „curbei zecimale". Prezența hidrocarburilor se face simțită prin numeroase iviri de țiței, plasate în general exterior sectorului minimal (migrate pe aria sectorului maximal din nord) și care au făcut, în trecut, obiectul unor exploatări rudimentare (Șotrile, Bertea etc.).

Un fapt nou pe care îl aduce lucrarea de față este semnificația geologică a axului maximal Cerașu—Aluniș, continuat pînă în valea Prahovei, prin două anomalii pozitive (NV Brebu și SV Șotrile). Acest ax poate reprezenta șarniera anticlinalului de paleogen a Pintenului de Homorîciu, care în acest caz, se află situată axial Depresiunii de Slănic, fiind deplasat spre nord cu 2—3 km față de poziția sa fixată de cartările de suprafață.

CONCLUZII

Lucrarea de față a avut drept scop asamblarea într-o singură imagine a unui efect gravimetric caracteristic, distribuit spre limita exterioară a flișului cretacic din Muntenia orientală și discutarea lui în cadrul geologiei regiunii. Prelucrările întreprinse permit să se tragă următoarele concluzii:

1. Există între văile Prahovei și Teleajenului—Drajnei un sector gravimetric minimal continuu (Șotrile—Slonu), situat spre limita externă a flișului cretacic, a cărui axă trece gradat, de la vest spre est, de pe formațiuni cretacice pe formațiuni miocene.

2. Pe aria sectorului minimal apar mai multe apexe negative, sub forma unor anomalii bine conturate, cu intensități medii în jur de — 3 mgal: anomalia Șotrile, anomalia Petriceaua, anomalia Bertea, anomalia Schiulești și anomalia Mîneciu-Ungureni—Slonu.

3. Sectorul minimal Șotrile—Slonu pare să fie efectul cumulat al unei flexuri a formațiunilor cretacice, cu flancul de sud căzut pe verticală și cu flancul de nord revărsat spre sud. Depozitele cretacice, mai dense, au prins dedesubt formațiuni paleogene și eventual miocene, mai puțin dense, dispuse structural discordant față de stilul tectonic al sedimentarului acoperitor.

4. Anomaliile minimale pot reprezenta, la rîndul lor, efectul cumulat al unor mase de sare și al unor acumulări de hidrocarburi, interesante din punct de vedere economic.

5. Apexul maximal din sud, Cerașu—Aluniș, situat în centrul Depresiunii de Slănic, ar putea reprezenta șarniera anticlinalului pe paleogen a Pintenului de Homorîciu.

ИЗУЧЕНИЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА НА ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЕ МЕЛОВОГО ФЛИША ВОСТОЧНОЙ МУНТЕНИИ (НА УЧАСТКЕ МЕЖДУ ДОЛИНОЙ ПРАХОВЫ И ТЕЛЯЖЕНА-ДРАЖНЫ)

РЕЗЮМЕ

Дается общее описание гравиметрических эффектов в зоне внешней границы мелового флиша, выявленных в результате поисков углеводорода, проводившихся в 1953—1956 гг. в холмистой и горной зонах восточной Мунтении. В результате обработки и рассмотрения полученных данных в сопоставлении с геологией района на участке между долинами Праховы и Теляжена-Дражны выявлено наличие постоянных минимальных гравиметрических величин (участок Шотриле-Слону), на внешней границе мелового флиша; ось участка постепенно смещается с запада на восток, с площади распространения меловых формаций на площадь распространения миоценовых образований. На площади минимальных значений силы тяжести имеется несколько отрицательных апексов, в виде хорошо оконтуривающихся аномалий, со средней интенсивностью около — 3 мгал. Эти аномалии следующие: Шотриле, Петричауа, Бертя, Скиулешть и Мынечиу Унгурень-Слону. С геологической точки зрения минимальные значения силы тяжести на участке Шотриле-Слону объясняются по-видимому, кумулятивным эффектом флексуры меловых формаций, южное крыло которой отвесно падает, а северное крыло — опрокинуто к югу. Более плотные меловые отложения перекрывают таким образом менее плотные палеогеновые и, возможно, миоценовые формации, тектонически несогласно залегающие под их осадочным чехлом. Аномалии минимальных значений в свою очередь являются, вероятно, кумулятивным эффектом соляных масс и скоплений углеводородов, имеющих практическое значение. Южный апекс минимальных значений на участке Черашу-Алунишу, расположенном в центре впадины Слэник, вызван, по-видимому, шарниром палеогеновой антиклинали отрога Пинтенул Хоморычиу. На основании подсчетов по определению глубины залегания возмущающих тел устанавливается, наконец, что верхняя их граница располагается примерно на глубине порядка 1000 м, что можно было предвидеть, судя непосредственно по размерам аномалий.

Автор считает, что полученные геофизические результаты дают совершенно новые и неожиданные данные о глубинной геологии разведанного района.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта средней плотности геологических формаций с кривыми средневзвешенной плотности пород в районе гравиметрических аномалий на участке Шотриле-Петричауа-Бертя-Скиулешть-Мынечиу Унгурень-Слону (Плоештьской области).

Рис. 2. — Гравиметрические профили ССЗ-ЮЮВ простирания, аномалия Шотриле. 1 — альб; 2 — сенон; 3 — эоцен; 4 — актитан; 5 — миоцен.

Рис. 3. — Гравиметрические профили меридионального простирания, аномалия Бертя. 1 — альб; 2 — аквитан; 3 — миоцен.

Рис. 4. — Гравиметрические профили меридинального простирания, аномалия Скиулешть. 1 — альб; 2 — сенон; 3 — эоцен; 5 — миоцен.

Рис. 5. — Гравиметрические профили ССЗ—ЮЮВ простирания, аномалия Мынечиу Унгурень. 1 — альб; 3 — эоцен; 4 — аквитан; 5 — миоцен.

Рис. 6. — Схема подсчета глубинных элементов аномалии минимальных значений Бертя методом „десятичной кривой".

Рис. 7. — Аномалия Бертя. Карта аномалии Буге (*a*) и карта вертикальной составляющей ΔZ (*b*). I — альб + апт; II — сенон; III — эоцен; IV — аквитан; V — миоцен.

Таблица I — Карта аномалии Буге σ 2,20 г/см^3 и карта второй производной по методу Х. Халка, района Шотриле-Петричауа-Бертя — Скиулешть—Мынечиу—Слону.

Таблица II — Карта аномалии Буге σ 2,67 г/см^3 и карта второй производной по методу Х. Халка, района Шотриле-Петричеауа-Бертя-Скиулешть-Мынечиу-Слону.

Таблица III — Карта аномалии Буге средней плотности и карта второй производной по методу Х. Халка, района Шотриле-Петричеауа-Бертя-Скиулешть-Мынечиу-Слону.

Таблица IV — Карта региональной аномалии и карта остаточных аномалий района Шотриле-Петричауа-Бертя-Скиулешть-Мынечиу-Слону.

ÉTUDE DE L'EFFET GRAVIMÉTRIQUE À LA LIMITE EXTERNE DU FLYSCH CRÉTACÉ DE LA VALACHIE ORIENTALE (ENTRE LES VALLÉES DE LA PRAHOVA ET DES TELEAJEN—DRAJNA)

RÉSUMÉ

Dans ce travail, l'auteur présente un ensemble d'effets gravimétriques, situés vers la limite externe du Flysch crétacé, découverts lors des prospections pour hydrocarbures, effectuées entre 1953 et 1956 dans la zone de collines et de montagnes de la Valachie orientale. La série de travaux entrepris et leur discussion, dans le cadre de la géologie de la région, ont permis d'établir l'existence, entre les vallées de la Prahova et des Teleajen-Drajna, d'un secteur gravimétrique minimal continu (Şotrile — Slonu) à la limite externe du Flysch crétacé, dont l'axe passe graduellement, d'Ouest en Est, des formations crétacées aux formations miocènes. Dans l'aire de la zone minimale apparaissent plusieurs apex négatifs, sous forme d'anomalies bien contourées, aux intensités moyennes d'environ — 3 mgal : ce sont les anomalies de Şotrile, Petriceaua, Bertea, Schiuleşti et Mîneciu-Ungureni — Slonu. La signification géologique de la zone minimale de Şotrile — Slonu apparaît comme l'effet cumulé d'une flexure des formations crétacées, dont le flanc sud tombe à la verticale et le flanc nord déborde vers le Sud. Les dépôts crétacés, plus denses, ont pris en dessous des formations paléogènes et, éventuellement, miocènes, dont la disposition structurale est discordante par rapport au style tectonique du sédimentaire qui les recouvre. Les ano-

malies minimales peuvent, à leur tour, représenter l'effet cumulé de masses de sel et d'accumulations d'hydrocarbures, fort intéressantes au point de vue économique. L'apex maximal du Sud, Ceraşu — Alunişu, situé au centre de la dépression de Slănic, peut représenter la charnière de l'anticlinal du Paléogène de l'éperon de Homorîciu. Enfin, les calculs effectués en vue d'estimer la profondeur des sources de perturbation indiquent, comme limite supérieure, une valeur moyenne d'environ 1 000 m, comme on l'avait d'ailleurs prévu, en la déduisant directement des dimensions des anomalies.

L'auteur estime que les résultats géophysiques qu'il présente apportent une contribution, inédite et imprévue, à l'étude de la géologie du sous-sol prospecté.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse des compartiments de densité moyenne des formations géologiques et des courbes d'égale densité moyenne pondérée, pour la région des anomalies gravimétriques de Şotrile — Petriceaua — Bertea — Schiuleşti — Mîneciu-Ungureni — Slonu (région de Ploieşti).

Fig. 2. — Profils gravimétriques d'une section NNO—SSE de l'anomalie de Şotrile. 1. Albien. 2. Sénonien. 3. Eocène. 4. Aquitanien. 5. Miocène.

Fig. 3. — Profils gravimétriques d'une section N—S de l'anomalie de Bertea. 1. Albien. 4. Aquitanien. 5. Miocène.

Fig. 4. — Profils gravimétriques d'une section N—S de l'anomalie de Schiuleşti. 1. Albien. 2. Sénonien. 3. Eocène. 5. Miocène.

Fig. 5. — Profils gravimétriques d'une section NNO—SSE de l'anomalie de Mîneciu-Ungureni. 1. Albien. 3. Eocène. 4. Aquitanien. 5. Miocène.

Fig. 6. — Schéma de calcul des éléments de profondeur de l'anomalie minimale de Bertea, à l'aide de la méthode de la « courbe décimale ».

Fig. 7. — Anomalie de Bertea. Carte de l'anomalie Bouguer (*a*) et carte de la composante verticale ΔZ (*b*). I. Albien + Aptien. II. Sénonien. III. Eocène. IV. Aquitanien. V. Miocène.

Planche I. — Carte de l'anomalie Bouguer, $\sigma = 2{,}20$ g/cm^2 et carte de la seconde dérivée, suivant la méthode de Haalck, de la région Şotrile — Petriceaua — Bertea — Schiuleşti — — Mîneciu-Ungureni — Slonu.

Planche II. — Carte de l'anomalie Bouguer, $\sigma = 2{,}67$ g/cm^2 et carte de la seconde dérivée, suivant la méthode de Haalck, de la région Şotrile — Petriceaua — Vertea — Schiuleşti — Mîneciu — Slonu.

Planche III. — Carte de l'anomalie Bouguer pour les densités moyennes et carte de la seconde dérivée, suivant la méthode de Haalck, de la région Şotrile — Petriceaua — Bertea — Schiuleşti — Mîneciu — Slonu.

Planche IV. — Carte de l'anomalie régionale et carte des anomalies résiduelles, pour la région Şotrile — Petriceaua — Bertea — Schiuleşti — Mîneciu — Slonu.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Ştefan, *Cercetări gravimetrice şi magnetometrice în zona colinară şi muntoasă a Munteniei Orientale, din anul 1953 (Edera-Ursei-Talea-Şotrile-Meliceşti-Buştenari-Mislea-Măgureni)*. Stud. tehn. şi econ., Com. geol. rom., 1959, t. 3, Seria D (Prospecţiuni geofizice).

2. — *Cercetări gravimetrice şi magnetometrice în zona colinară şi muntoasă a Munteniei Orientale, din anul 1954 (Mislea-Buştenari-Şotrile-Teşila-Petriceaua-Cosminele-Vîlcăneşti)*. Stud. tehn. şi econ., Com. geol. rom., 1959, t. 3, Seria D (Prospecţiuni geofizice).

3. Airinei Ștefan, *Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei Orientale, din anul 1955 (Vîlcănești-Cosminele-Petriceaua-Bertea-Schiulești-Mîneciu-Văleni de Munte-Măgurele)*. Stud. tehn. și econ., Com. geol. rom., 1960, t. 4, Seria D (Prospecțiuni geofizice).
4. — *Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei Orientale, din anul 1956 (Măgurele-Văleni de Munte-Mîneciu-Slonu-Chiojdu Mic-Cătina-Cărbunești-Șoimari-Matița-Podenii Noi)*. Stud. tehn. și econ., Com. geol. rom., 1960, t. 4, Seria D (Prospecțiuni geofizice).
5. — *Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de Curbură, pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei*. Stud. și cerc. geol., t. IV, nr. 1, 1959.
6. — *Asupra unui efect gravimetric major din zona colinară a Munteniei Orientale*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. I, nr. 1—2, 1956.
7. Băncilă Ion, *Geologia Carpaților Orientali*. Ed. științifică, București 1958.
8. — *Paleogenul zonei mediane a flișului*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. VII, nr. 4, 1955.
9. Bott M.H.P. a. Smith R.A., *The estimation of the limiting depth of gravitating bodies*. Geophysical Prospecting, 1958, t. 6, nr. 1.
10. Filipescu M.G., *Recherches géologiques entre le Teleajen et la Doftana*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1936, t. 17.
11. — *Contribuții la orizontarea Cretacicului superior de pe flancul sudic al Depresiunii de Slănic*. Comunicările Acad. R.P.R., t. V, nr. 1, 1955.
12. — *Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din Flișul extern dintre văile Teleajen și Uzu*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie și geografie, t. II, nr. 1, 1957.
13. Haalck H., *Die Berechnung von W_{zzz} aus Gravimetermessungen und ihre Bedeutung für angewandte Geophysik*. Sonderdruck aus dem Sonderband 1953 der Zeitschrift für Geophysik, Braunschweig.
14. — *Die vollständige Bestimmung örtlicher gravimetrischer Störungsfelder aus Drehwaagemessungen mit Berehnungsbeispiel (Messtischblatt Weddingstdet i. Holstein)*. Veröffentlichungen des Geodätischen Institutes in Potsdam, Deutsche Akademie der wissenschaften zu Berlin, 1950, nr. 4.
15. Murgeanu G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova)*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, t. 16.
16. Oncescu N., *Geologia Republicii Populare Romîne*. Ed. tehnică, București, 1957.
17. Popescu Gr., *Zona flișului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbilăului*. Dări de seamă. Com. geol. rom., 1955, t. 36.
18. — *Contribuții la stratigrafia Flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*. Stud. și cerc. geol., t. III, nr. 3—4, 1958.
19. — *Asupra unor brecii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova*. Bul. științ. Acad. R.P.R., Secțiunea de științe biologice, agronomice, geologice și geografice, t. VI, nr. 2, 1954.
20. Preda D.M., *Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova*. An. Inst. geol. rom., 1925, t. 10.
21. Smith R.A., *Some depth formulae for local magnetic and gravity anomalies*. Geophysical Prospecting, 1959, t. 7, nr. 1.
22. Stoenescu Scarlat și Airinei Ștefan, *Studii geofizice asupra zăcămîntului de sare de la Slănic-Prahova*. Stud. și cerc. geol., t. IV, nr. 1, 1959.

SOLURILE TERASELOR OLTULUI DINTRE CARPAȚII MERIDIONALI ȘI DUNĂRE

(STUDIU PEDO-GEOGRAFIC)

DE

ANA CONEA și ANGELA POPOVĂȚ

Comunicare prezentată de N. CERNESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 7 martie 1960

Oltul și-a desfășurat activitatea pe o suprafață largă, de o parte și de alta a cursului său actual, determinînd formarea unui sistem de terase, dezvoltate în deosebi în avale de defileul de la Jiblea. Nivelele de terasă însoțesc cursul Oltului și la nord de Carpați (în Transilvania). Cercetările întreprinse de noi la sud de Carpați, se referă la solurile teraselor de pe stînga Oltului și parțial la studierea solurilor teraselor de pe dreapta lui [1]).

Valea Oltului, de la Jiblea și pînă la vărsare, constituie o unitate naturală aparte. Orientată pe direcția N—S, ea se prezintă ca un larg culoar, care străbate transversal Podișul Getic și Cîmpia Romînă. Din schița geomorfologică alăturată (fig. 1) alcătuită pe baza cercetărilor noastre și a materialului existent în literatură (1), se poate vedea repartiția geografică a 6 nivele de tersae, ce pot fi împărțite în două grupe : terasele superioare — cele mai vechi — corespunzătoare nivelelor cu altitudini relative de 70—110, 55—90 și 40—50 m și terasele inferioare corespunzătoare nivelelor de 22—35, 14—18 și 6—12 m [2]).

Terasele superioare apar dezvoltate mai ales pe partea stîngă a Oltului, din dreptul comunei Bercioiu spre sud pînă în dreptul comunei Drăgănești, unde dispar. Depozitele aluviale grosiere ale teraselor su-

---

[1]) Cartarea solurilor teraselor de pe dreapta Oltului a fost făcută de echipele pedologice ale Comitetului geologic, conduse de către St. Cîrstea și Sc. Mateescu, sub îndrumarea lui M. Popovăț.

[2]) Nu ne ocupăm și de nivelul cel mai tînăr — lunca Oltului — întrucît nu a fost cartat pedologic la o scară suficient de mare.

perioare sînt acoperite cu depozite loessoide de grosime variabilă, în care apar intercalate 2—4 soluri îngropate. Stratul loessoid de la suprafaţă, care constituie materialul parental al solului actual prezintă, în general, o textură fină : argilă uşoară — lut greu, cu un conţinut apreciabil de praf şi nisip fin şi cu nisip grosier sub 1%.

Pe terasele superioare, adîncimea stratului acvifer freatic depăşeşte 15 m, şi deci nu influenţează regimul hidric al solului. În partea superioară a văii Oltului corespunzătoare unui climat mai umed, datorită slabei permeabilităţi, orizontul B al solurilor de pe terasele superioare rămîne îmbibat cu apă din precipitaţii perioade îndelungate de timp, fapt ce determină o pseudogleizare mai mult sau mai puţin accentuată.

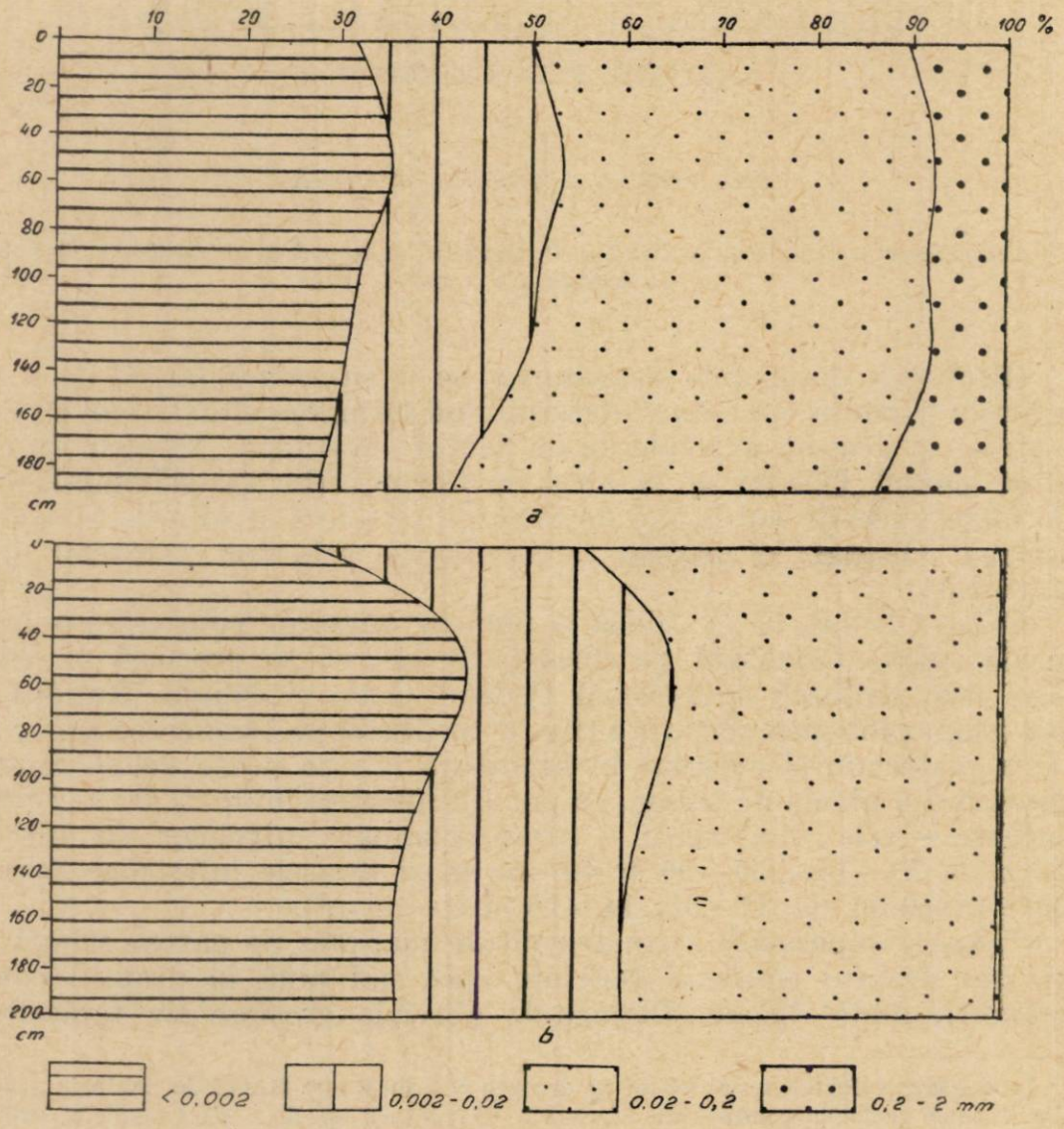
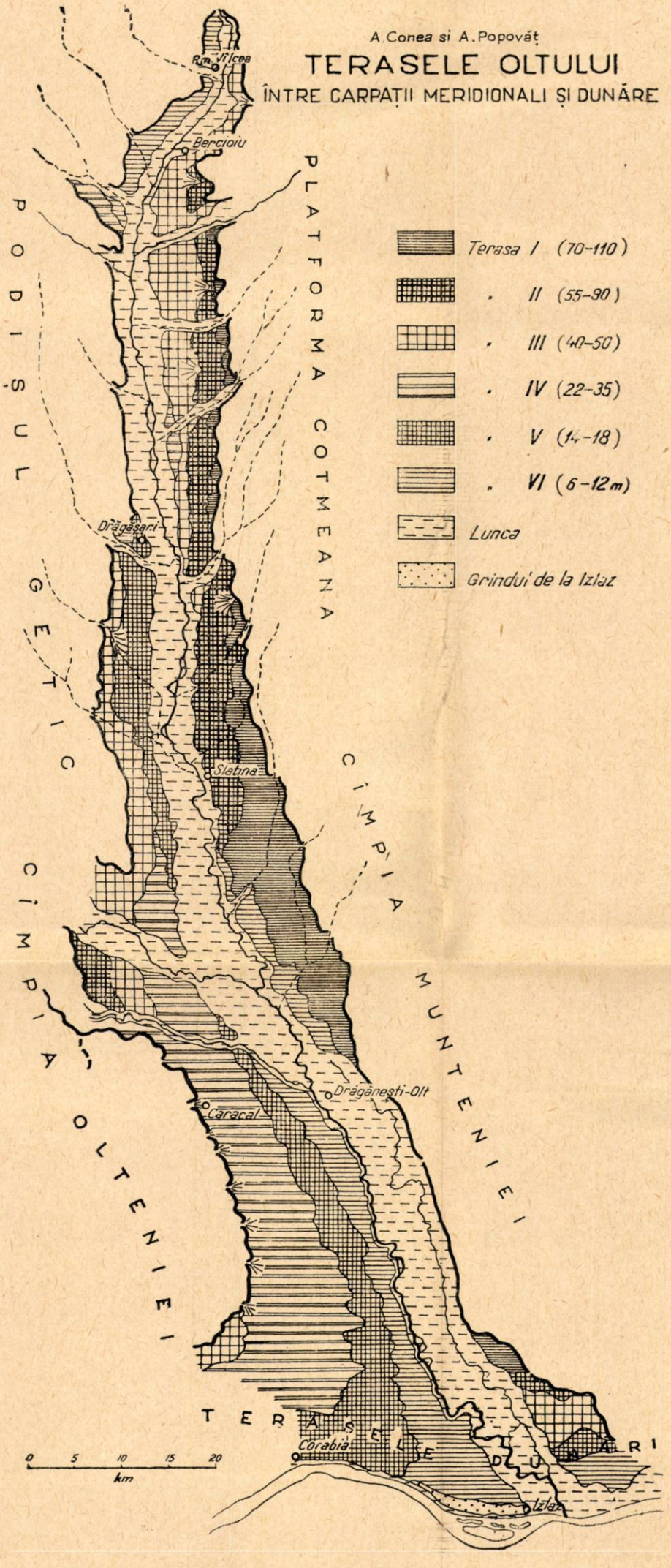


Fig. 2. Alcătuirea granulometrică a două profile de sol.

a, Cernoziom mediu levigat (terasa 14—18 m); *b*, sol brun-roşcat de pădure (terasa 70—110 m).

A. Conea si A. Popovăț

TERASELE OLTULUI
ÎNTRE CARPAȚII MERIDIONALI ȘI DUNĂRE



c. 3940

Fig. 1

Terasele inferioare, dezvoltate mai larg pe partea dreaptă a rîului, la sud de Drăgășani, sînt acoperite cu un depozit loessoid, de textură mijlocie, în care procentul de particule grosiere este destul de ridicat. Diagrama alăturată (fig. 2) în care este reprezentată alcătuirea granulometrică a două profile de sol, primul situat pe terasa V, la sud de Caracal și al doilea pe terasa I la sud de Slatina, pune în evidență diferența dintre compoziția granulometrică a materialului parental corespunzător solurilor de pe cele două grupe de terase[1]).

Valea Oltului străbate de la N la S o succesiune de zone bioclimatice, ce-și manifestă influența și pe terasele Oltului. Datele I.M.C. arată pentru extrema nordică a văii Oltului, în sectorul care ne interesează, o medie anuală a temperaturii de 9,9° (Rm.-Vîlcea), care crește către sud, atingînd în regiunea de confluență a Oltului cu Dunărea 11,4° (Tr.-Măgurele). Cantitatea medie de precipitații căzută în cursul unui an, scade în aceeași direcție, de la 762 mm, în nord, la 513 mm, în sud. Pe terasele de confluență (respectiv cîmpia de lîngă Dunăre) valoarea indicelui anual de ariditate (De Martonne) este circa 24, iar în extremitatea nordică a teraselor atinge 38. Așadar, se trece treptat de la un climat stepic de limită spre silvostepă, cu o temperatură medie anuală ridicată (și cu media temperaturilor lunii celei mai calde de peste 23°), la climatul mai umed, dar relativ cald, al regiunii de sub munte [2]).

[1]) Existența unui procent relativ ridicat de material grosier în compoziția mecanică a depozitelor de suprafață este caracteristică nu numai teraselor inferioare de pe dreapta Oltului din imediata vecinătate a reliefului eolian nisipos ; același material se întîlnește pe orice fragment al teraselor inferioare, situat indiferent unde, de-a lungul rîului. Această diferență texturală între compoziția granulometrică a materialului parental al solurilor teraselor superioare și, respectiv, al teraselor inferioare, se observă și la terasele altor rîuri mari din Cîmpia Română.

[2]) Pentru urmărirea succesiunii zonelor climatice prezentăm și datele privind temperatura și precipitațiile, înregistrate la cîteva stațiuni meteorologice situate pe terasele Oltului sau în imediata apropiere (după datele I.M.C.).

Temperaturi (medii normale pe 40 de ani) °C

Stația	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	total
Rm.-Vîlcea	−3,2	−0,9	4,3	9,6	15,0	18,5	20,6	20,4	15,8	10,8	5,1	0,2	9,9
Drăgășani	−2,3	−0,2	4,9	10,5	15,8	19,5	21,5	21,1	17,0	11,7	5,5	0,6	10,5
Strihareț	−2,7	−0,4	5,0	10,8	16,2	20,0	22,4	21,7	17,4	12,0	5,5	0,3	10,7
Caracal	−2,9	−0,6	5,0	11,0	16,9	20,8	22,9	22,0	17,4	11,8	5,4	0,0	10,8
Tr.-Măgurele	−2,6	0,1	5,9	11,9	17,4	21,1	23,2	22,3	18,1	12,6	6,1	0,6	11,4

Precipitații (medii pe 40 ani) mm

Rm.-Vîlcea	30	34	46	64	94	104	98	71	72	59	46	37	762
Drăgășani	36	28	33	47	77	73	48	51	43	47	40	40	563
Strihareț	34	29	30	41	68	70	63	44	42	44	38	39	541
Caracal	33	28	33	43	62	71	53	47	41	43	44	43	542
Tr.-Măgurele	29	29	38	44	56	66	50	39	39	47	40	36	513

Succesiunea zonelor de vegetaţie trebuie dedusă şi, mai ales, poate fi urmărită în vegetaţia naturală a unităţilor de relief învecinate, întrucît suprafaţa teraselor Oltului este astăzi aproape în întregime cultivată. De aceea nu ştim încă în ce măsură putem vorbi, din punctul de vedere al vegetaţiei naturale, de o zonă de stepă în extremitatea sudică. Zona de antestepă este larg reprezentată la sud de oraşul Caracal, continuîndu-se spre nord cu zona de pădure. Singurele păduri păstrate pe terasele Oltului se întîlnesc în nord — de o parte şi de alta a văii Topologului — iar în compoziţia lor floristică domină *Quercus petraea*.

*

Paralel cu schimbările condiţiilor bioclimatice de la nord spre sud se constată şi o zonalitate a solurilor. Pe terasele Oltului, ca şi în regiunea din vecinătate, se succed în ordine : zona solului brun şi brun podzolit de pădure, care cuprinde partea nordică a văii Oltului pînă la sud de Drăgăşani, zona solului brun-roşcat de pădure de aici spre sud, pînă aproximativ în dreptul oraşului Caracal, zona cernoziomului levigat în continuare spre sud pînă aproape de vărsarea Oltului în Dunăre. Aceste trei zone de sol îşi împart aproape egal regiunea cercetată dintre munţi şi Dunăre. Pe o fîşie îngustă, pe terasele de confluenţă Olt—Dunăre se întîlnesc şi cernoziomuri, ceea ce indică pătrunderea la nord de Dunăre a zonei de cernoziom, larg dezvoltată la sud de fluviu, în R.P. Bulgaria.

Harta solurilor alăturată (fig. 3) arată că în cadrul zonei solului brun de pădure, pe terasele superioare din nordul văii Oltului s-au format soluri brune de pădure cu textură fină, în cea mai mare parte podzolite şi pseudogleizate (pe alocuri chiar soluri podzolice pseudogleizate). Pe terasele inferioare apar, în general, soluri brune cu textură mijlocie.

Solurile brune de pădure cu textură fină au un orizont A de 30—40 cm, care trece, printr-un suborizont A/B foarte scurt, într-un orizont B, argilos, bulgăros şi foarte compact, pseudogleizat. Conţinutul în humus al acestor soluri depăşeşte, în orizontul A, 3% (tabloul nr. 1) şi este acumulat pe o grosime mare (peste 1% humus între 90 şi 110 cm). Conţinutul în azot şi fosfor total este mijlociu (0,13) ; de asemenea capacitatea totală de schimb cationic este medie (27,19 me). Sînt soluri destul de fertile, dar recoltele suferă atît în perioadele de secetă, cînd solul se întăreşte şi crapă adînc, cît şi în perioadele prea umede, cînd, din cauza impermeabilităţii orizontului B, orizontul A, este îmbibat cu apă. Stadiile podzolite, ale solurilor brune relativ larg răspîndite, formează, împreună cu solurile podzolice din partea nordică a teraselor Oltului, grupa solurilor cu cea mai scăzută fertilitate naturală.

Nu dispunem de date analitice asupra acestor soluri, dar în profilul lor morfologic se separă un orizont podzolic bine exprimat, iar orizontul B, net diferenţiat, este argilos şi intens pseudogleizat. Din punct de vedere agroameliorativ aceste soluri ridică importante probleme, cu atît mai mult cu cît sînt acoperite aproape în întregime de culturi. Plantele cultivate (în primul rînd porumb şi grîu) dau pe loturile individuale, recolte slabe, sau cel mult mijlocii, în anii buni. În cazul de faţă este necesară atît adminis-

SOLURILE TERASELOR OLTULUI

ÎNTRE CARPAȚII MERIDIONALI ȘI DUNĂRE

După cercetările efectuate de autori și de St. Cîrstea și Sc. Mateescu de la Comitetul geologic — sub îndrumarea lui M. Popovăț

- Cernoziom cu textură mijlocie
- " " " grosieră
- " freatic umed (de fineață) cu textură mijlocie
- " slab levigat (cu sau fără degradare texturală) cu textură mijlocie
- " mediu " (" " " " " ") " " "
- " puternic levigat (cu degradare texturală) " " "
- " " " (fără degradare texturală) " " grosieră
- " foarte puternic levigat (cu degradare texturală) " " mijlocie și fină
- Cernoziomuri levigate, cu textură grosieră
- Sol brun-roșcat de pădure cu textură mijlocie și fină, cu podzoluri de depresiune
- " " " " " podzolit cu textură mijlocie
- Sol brun de pădure cu textură mijlocie
- " " " " " " fină
- " " " " podzolit cu textură mijlocie
- " " " " " " pseudogleizat, cu textură fină
- Soluri brune de pădure, soluri brune de pădure pseudogleizate cu textură mijlocie și fină și soluri brune tinere cu textură variabilă
- Soluri brune și brune de pădure podzolite, cu textură mijlocie și fină, în diferite grade de eroziune
- Soluri brune și brune podzolite de pădure, pseudogleizate cu textură fină în diferite grade de eroziune
- Soluri brune de pădure podzolite și soluri podzolice, cu textură variabilă, în diferite grade de eroziune
- Soluri brune podzolite și soluri podzolice pseudogleizate, cu textură mijlocie și fină, în diferite grade de eroziune
- Soluri erodate, pe pantă
- Soluri de luncă în diferite stadii de evolutie, cu textură variabilă
- Soloneturi

- limite de soluri
- limita teraselor Oltului
- limita zonelor

I Zona solului brun și brun podzolit de pădure

II Zona solului brun-roșcat de pădure

III Zona cernoziomului levigat

0 5 10 15 20 km

Fig. 3

c. 3940

trarea de îngrășăminte, cît și aplicarea unor măsuri de drenare, întrucît, mai ales în perioadele lucrărilor de primăvară, solurile pseudogleizate au, o lungă perioadă de timp, un exces de umiditate în orizonturile superioare ale profilului.

Tabloul nr. 1

Sol brun de pădure cu textură grea. P. 239–3540 Cîmpia dintre Olt și Argeș, est Brebeni, terasa Oltului (colector A. Conea)

Adîncimea cm	0–17	20–30	32–52	60–80	90–110	120–140	155–175	180–200
Orizontul	Aa	An	A/B	B′	B″	B‴	C	
Analiza granulometrică % recalculat la partea silicatată								
<0,002 mm	30,79	39,27	50,34	51,16	48,70	—	43,79	44,31
0,002–0,02	28,89	26,35	21,68	22,48	23,36	—	23,48	22,78
0,02–0,2	35,24	30,56	24,58	23,96	27,08	—	26,46	26,13
0,2–2	2,01	1,54	1,42	0,94	0,56	—	0,43	0,43
<0,001	26,82	35,20	47,59	46,88	44,28	—	40,60	41,54
<0,01	45,15	53,45	62,61	63,28	60,79	—	56,10	56,70
Humus %	3,14	2,40	2,00	1,50	1,11	0,83	0,69	—
Azot	0,135	0,106	0,084	0,078	—	—	—	—
C :N	15,74	15,01	16,12	13,00	—	—	—	—
CO_3Ca	—	—	—	—	—	—	5,77	5,73
pH în suspensie apoasă	5,91	6,43	6,39	6,52	—	7,91	8,49	—
P_2O_5	0,112	0,080	0,071	—	—	—	—	—
Alcătuirea capacității de schimb								
H	6,25	5,70	5,86	6,34	—	2,21	2,21	—
S	20,94	25,66	32,95	27,66	—	36,87	35,14	30,09
T	27,19	31,36	38,81	34,00	—	39,08	37,35	—
V %	77,02	81,83	84,90	81,36	—	95,35	—	100,00

Analizele sînt executate în laboratoarele Comitetului geologic.
Analiști: Schimb de baze — R. Vermeș.
Humus și azot — E. Bugeag.
pH — C. Schramek.
Carbonați — M. Dobrescu.
Granulometrie — V. Vintilă.

Solurile brun-roșcate de pădure, care urmează spre sud, au un orizont A bine dezvoltat, cu textură mijlocie și fină, un conținut în humus mai scăzut decît orizontul A al solurilor brune de pădure (2,4% la profilul ale cărui date analitice le dăm în tabloul nr. 2), reacția slab acidă (6,2 în stratul arat). Conținutul în azot este de 0,11%, iar fosforul total prezintă o valoare ceva mai ridicată: 0,13% la suprafața solului. Se remarcă o acumulare evidentă de argilă în orizontul B și o capacitate totală de schimb cationic ridicată (T = 41,28 me în stratul arat).

Soluri brun-roșcate de pădure podzolite apar numai pe terasele dintre Olteț și Teslui. În unitățile de soluri brun-roșcate de pădure se întîl-

nesc, pe alocuri, şi soluri podzolite pseudogleizate de depresiune şi podzoluri de depresiune.

Tabloul nr. 2

Sol brun-roşcat de pădure. P. 240–3040. Terasa Oltului, sud Coteana (colector A. Conea)

Adîncimea cm	0–15	25–45	50–65	70–90	100–120	130–150	180–200
Orizontul	Aa	An	A/B	B′	B″	B‴	C
Analiza granulometrică % recalculat la partea silicatată							
<0,002 mm	30,69	40,97	43,76	41,89	—	36,54	36,44
0,002–0,02	27,47	22,84	21,91	22,93	—	24,28	23,80
0,02–0,2	41,16	35,79	33,92	34,74	—	38,83	39,19
0,2–2	0,68	0,40	0,41	0,44	—	0,35	0,57
<0,01	44,86	52,57	55,38	53,45	—	48,43	48,02
<0,001	26,23	36,79	39,87	37,70	—	32,02	32,30
Humus %	2,43	1,75	1,32	0,96	0,86	0,73	—
Azot	0,119	0,086	0,069	0,059	—	—	—
C :N	13,82	13,77	12,95	11,01	—	—	—
CO_3Ca	—	—	—	—	—	—	2,07
pH în suspensie apoasă	6,20	6,56	—	6,81	—	7,13	—
P_2O_5	0,132	0,114	—	0,118	—	—	—
Alcătuirea capacităţii de schimb							
H	9,33		—	7,88	—	5,64	—
S	31,95		—	29,15	—	33,66	—
T	41,28		—	37,03	—	39,30	—
V %	77,40		—	78,72	—	85,65	—

Analizele sînt executate în laboratoarele Comitetului geologic.
Analişti: Humus şi azot — E. Bugeag.
Schimb de baze — D. Todor.
pH — C. Schramek.
Carbonaţi — M. Dobrescu.
Granulometrie — V. Vintilă.

Cernoziomurile levigate, care ocupă sudul sectorului, au un orizont A bine dezvoltat şi frumos structurat, cu textură mijlocie pe cea mai mare suprafaţă. Levigarea carbonaţilor variază între 80 cm, la cernoziomurile slab levigate, şi 180 cm — la cernoziomurile foarte puternic levigate. Datele analitice (tabloul nr. 3) indică un conţinut mijlociu de humus (3–4%), acumulat pe o grosime medie, o reacţie slab acidă către neutră şi un grad de saturare a complexului argilo-humic, cu atît mai pronunţat, cu cît degradarea texturală este mai slabă. Conţinutul în azot depăşeşte 0,14% în stratul arat. Sînt soluri cu o fertilitate naturală foarte ridicată, totuşi recoltele suferă în anii cu precipitaţii reduse sau nepotrivit repartizate în perioadele de vegetaţie.

În cadrul zonelor de soluri se constată însă unele modificări ca urmare a anumitor condiţii locale de litologie, relief sau vîrstă, specifice teraselor.

Astfel în nord, în zona cu un climat mai umed a văii Oltului, solurile brune de pădure ale teraselor rîului trec repede în soluri brune de pădure podzolite și în soluri podzolice, în timp ce alături, în Platforma Cotmeana (în acest sector puternic fragmentată) și în dealurile cu mare ener-

Tabloul nr. 3

Cernoziom mediu levigat. P. 187–3339. Terasa Oltului, sud Traian (colector A. Deleanu)

Adîncimea cm	0–20	50–70	85–100	120–140	170–190
Orizontul	A	B′	B″	C	
Analiza granulometrică % recalculat la partea silicatată					
<0,002 mm	32,93	35,93	32,31	31,08	28,36
0,002–0,02	17,55	17,86	18,98	19,03	14,72
0,02–0,2	39,85	38,46	40,43	42,36	44,41
0,2–2	9,57	7,72	8,38	7,47	12,51
<0,01					
<0,001					
Humus %	3,18	2,13	1,13	0,83	0,59
Azot	0,148	0,082			
C :N	17,84	17,84			
CO_3Ca	—	—	—	13,13	13,22
pH în suspensie apoasă	6,60	7,16			
Alcătuirea capacității de schimb					
H	3,08	1,90			
S	25,70	25,06	24,64	20,69	
T	28,78	26,76	24,64	20,69	
V %	89,30	92,85	—	100,00	

Analizele sînt executate în laboratoarele Comitetului geologic.
Analiști: Schimb de baze — L. Stoica.
Humus și carbonați (Knopp) — N. Ivanov.
Azot — V. Iosof.
pH — M. Vieroșanu.
Granulometrie — V. Vintilă.

gie de relief de la nordul ei se întîlnesc încă soluri brune. În acest caz, podurile netede ale teraselor înlesnesc păstrarea unui exces de umiditate în sol, care produce intense procese de pseudogleizare și podzolire.

În sud, pe platforma și cîmpia alăturată văii Oltului, zona solului brun de pădure apare mai extinsă, în dauna solului brun-roșcat de pădure. În cîmpie, atît pe stînga, cît și pe dreapta Oltului, solul brun de pădure pseudogleizat coboară pînă în dreptul confluenței Olt–Olteț, în timp ce pe terasele Oltului, solul brun-roșcat de pădure înaintează mult spre nord. Faptul se explică prin unele condiții locale, legate mai ales de existența unor roci de solificare cu textură fină și foarte fină în Podișul Getic și în această parte a Cîmpiei Romîne, care au influențat geneza

şi evoluţia solului, determinînd formarea solului brun de pădure pseudogleizat. Pe depozitele argiloase ale acestor mari unităţi naturale s-au format soluri bulgăroase, cu un profil închis la culoare pe o grosime mare, cu pseudogleizare mai mult sau mai puţin accentuată, cu un orizont A subţire, adeseori confundîndu-se cu stratul arat. Pe terasele Oltului nu întîlnim decît excepţional soluri asemănătoare acestora. Prin orizontul B pseudogleizat solul brun de pe terasa I, din dreptul oraşului Slatina, format pe depozite fine, ar corespunde solului brun pseudogleizat de pe cîmpul înalt învecinat; orizontul A al acestor soluri de pe terasa I este însă mai dezvoltat şi prezintă o structură mai bună. În cuprinsul cîmpiei apar, ca şi pe terasele Oltului, soluri brun-roşcate de pădure numai pe terasele ale căror depozite de suprafaţă au o textură mijlocie sau grosieră.

Se constată, de asemenea, o înaintare către nord, pe terasele Oltului sau pe cîmpia limitrofă luncii, a cernoziomului levigat. În acest caz, intervin tot anumiţi factori locali: vîrsta, alături de textura rocii de solificare explică extinderea către nord a cernoziomurilor levigate pe marginea vestică a cîmpiei de pe stînga Oltului. Cernoziomurile levigate, fără degradare texturală, s-au format pe un depozit eolian nisipo-lutos, gros de 2—3 m, depus recent de vînturile de vest. Credem că cernoziomurile levigate care înaintează spre nord pe terasele de pe dreapta Oltului provin din cernoziomuri levigate de fîneaţă (astăzi aceste soluri nu mai au regim hidric de fîneaţă).

Este interesant de urmărit raportul care există între vîrsta teraselor şi repartiţia geografică a solurilor. Deşi nu sînt suficiente date ca să desprindem caracterele specifice solurilor fiecărei terase, în cadrul unei anumite zone de sol, totuşi între solurile teraselor superioare şi ale celor inferioare există deosebiri importante, legate atît de vîrsta teraselor (respectiv vîrsta solurilor), cît şi de faptul că între cele două grupe de terase există diferenţe în textura depozitelor de suprafaţă, după cum s-a indicat. În zona solului brun de pădure, de exemplu, solurile teraselor superioare prezintă un orizont B foarte argilos, bine diferenţiat textural faţă de orizontul A şi puternic pseudogleizat, în timp ce solurile teraselor inferioare au un orizont B mai slab exprimat.

În zona solului brun-roşcat de pădure, la sud de Slatina, pe depozitele cu textură mijlocie, dar cu mult material grosier ale terasei VI, s-au format soluri brun-roşcate de pădure, cu carbonaţii spălaţi la peste 2—2,5 m adîncime şi cu un orizont B slab argilizat. În aceeaşi zonă, pe terasele superioare se întîlnesc soluri brun-roşcate de pădure, cu un orizont B bine diferenţiat textural, cu o structură caracteristică, al căror orizont de acumulare a carbonaţilor se întîlneşte între 170 şi 200 cm.

Pentru terasele din zona cernoziomului levigat, M. Popovăţ şi St. Cîrstea (4)[1]) constată pe dreapta Oltului existenţa a două aspecte în repartizarea geografică a solurilor. În jumătatea nordică a sectorului de terase dintre Dunăre şi Teslui, autorii indică o corespondenţă între vîrsta (respectiv vechimea) teraselor şi degradarea tex-

[1]) p. 564.

turală a cernoziomului, corespondență ce nu mai este semnalată mai spre sud, unde pe toate cele trei terase se găsește același sol. Faptul este explicat prin existența în sudul teraselor dintre Dunăre și Teslui a solurilor fosile, care — după părerea autorilor citați — lipsesc în nord. Așadar corespondența între vîrsta teraselor și soluri s-a păstrat numai în nord, unde solurile inițiale ale teraselor nu au mai fost acoperite de alte depuneri.

Pe terasa cea mai joasă de pe dreapta Oltului intervine însă și influența apei freatice, care provoacă schimbări fundamentale în profilul de sol. Astfel cernoziomurile terasei menționate, mai slab degradate textural (și, respectiv, mai slab levigate) decît subtipul zonal, care pe terasele din dreptul orașului Caracal este reprezentat prin cernoziomul foarte puternic degradat (levigat), fie că au evoluat din cernoziomuri levigate de fîneață, fie că sînt încă cernoziomuri levigate de fîneață. De altfel mai la sud, în dreptul comunelor Slăveni, Gostavăț, Rusănești, în zona de cernoziom levigat, întîlnim pe terasa inferioară, acolo unde stratul acvifer freatic se găsește la adîncime subcritică (2,5—4 m), cernoziomuri de fîneață (freatic umede) și pe alocuri, unde apa freatică se află la adîncime mai mică, chiar soluri cernoziomice de fîneață cu caractere fizico-chimice specifice (tabloul nr. 4).

Tabloul nr. 4

Sol cernoziomic de fineață. P. 39 — 3439. Terasa Oltului, Băbiciu (colector H. Simota)

Adîncimea cm	0—15	20—30	50—60	70—80
Orizontul	Aa	An	A/C	C
Alcătuirea granulometrică % recalculat la partea silicatată				
<0,002 mm	32,35	34,60	33,26	31,32
0,002—0,02	22,19	20,33	22,22	22,22
0,02—0,2	40,03	39,69	38,97	40,79
0,2—2	5,37	5,38	5,55	5,66
<0,1	46,01	48,89	46,14	44,04
<0,001	28,12	30,92	29,73	28,11
Humus %	4,90	3,62	2,90	—
Azot	0,258	0,191	0,144	0,082
C :N	12,86	12,83	13,63	10,56
CO_3Ca	2,69	5,18	10,79	22,08

Analizele sînt executate în laboratoarele Comitetului geologic.
Analiști : Humus titrimetric — V. Iosof.
Humus și carbonați (Knopp) — M. Dobrescu.
Granulometrie — V. Vintilă.
Azot — V. Gheorghian.

Menționăm că la modificarea repartiției zonale a solurilor mai contribuie și torenții care, venind de pe un nivel de relief superior ca altitudine, depun, în zona de contact cu un nivel inferior, o cantitate mare

de material proluvial. Pe aceste proluvii se întîlnesc soluri tinere în diferite stadii de evoluţie.

★

Rezolvarea anumitor probleme de ordin practic, care reies din cele expuse pînă acum, este legată în primul rînd tot de rîul care a creat complexul de forme de relief. Pentru solurile din partea sudică a văii Oltului, pe care culturile suferă din cauza secetelor prelungite, este necesară irigarea, folosind Oltul ca sursă de irigare. Într-adevăr, desfăşurarea teraselor inferioare de pe dreapta Oltului, la sud de Olteţ, este foarte favorabilă construirii unui larg sistem de irigaţii. De altfel, studiile necesare au şi fost întreprinse de Ministerul Agriculturii şi Silviculturii, I.P.A., cercetarea solurilor la scară mare fiind efectuată în cadrul Comitetului geologic.

Posibilităţi de irigare există, de altfel, pentru terasele inferioare pe toată întinderea lor. În zona mai umedă, din nord, nu sînt necesare asemenea lucrări. Dimpotrivă, mai ales pentru solurile cu textură grea din această zonă, sînt indicate chiar unele măsuri de drenare, pentru că, în perioadele ploioase, se ajunge repede la un exces de umiditate.

Terasele superioare, cu o diferenţă mare de nivel faţă de luncă, nu prezintă condiţii favorabile irigării. De altfel, dată fiind dezvoltarea lor mai ales în zona solurilor de pădure, culturile nu suferă mult din cauza secetei. În acest caz, o problemă importantă de ameliorаţii o pun numeroşii torenţi care, la viituri, aduc mari cantităţi de aluviuni acoperind suprafeţe întinse cu material nefertil.

ПОЧВЫ ТЕРРАС ОЛТА НА ОТРЕЗКЕ МЕЖДУ ЮЖНЫМИ КАРПАТАМИ И ДУНАЕМ

(ПОЧВЕННО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

РЕЗЮМЕ

В первой части работы дается физико-географическая характеристика террас Олта, с подразделением их на верхние террасы, развитые в основном на левобережье и нижние террасы, развитые главным образом на правобережье этой реки.

Во второй части работы более подробно описывается зональная последовательность почв, обусловленная изменением биоклиматических условий. Дается краткая характеристика почв соответствующих зон, в последовательности с севера на юг: зона бурой почвы и оподзоленной бурой лесной почвы, зона красновато-бурой лесной почвы и зона выщелоченного чернозема. Описываются условия почвообразования на террасах зонально — закономерного характера, в отличие от платформы Котмяна, где местные факторы — тонкая почвообразующая порода —

обусловили образование псевдооглеенной бурой лесной почвы за южным пределом её зонального распространения. Влияние местных факторов сказывается также, но слабее, на генезисе и эволюции почв нижних террас. В этом отношении отмечается влияние неглубокого залегания грунтовых вод, обусловивших образование лугового чернозёма.

В заключение делаются предложения практического характера.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Террасы Олта на отрезке между Южными Карпатами и Дунаем.
Рис. 2. — Механический состав почв, в двух разрезах. *a* — средневыщелоченный чернозем (терраса 14—18 м); *b* — красновато-бурая лесная почва (терраса 70—110 м).
Рис. 3. — Почвы террас Олта на отрезке между Южными Карпатами и Дунаем (по данным исследований, выполненных авторами и работниками Геологического Комитета Ш. Кырстя и С. Матееску, под руководством М. Поповэца).

LES SOLS DES TERRASSES DE L'OLT ENTRE LES CARPATES MÉRIDIONALES ET LE DANUBE
(ÉTUDE PÉDO-GÉOGRAPHIQUE)

RÉSUMÉ

Dans la première partie de cette étude, les auteurs précisent les caractères géographiques des terrasses de l'Olt qu'ils répartissent en deux groupes : les terrasses supérieures, développées surtout sur la rive gauche de l'Olt, et les terrasses inférieures, qui s'étendent surtout sur la rive droite de la rivière.

La seconde partie de l'étude précise la succession zonale des sols, en fonction des variations des conditions bio-climatiques. Les zones de sol sont brièvement caractérisées, dans l'ordre de leur succession, du Nord au Sud : la zone des sols bruns et bruns podzolisés de forêt, la zone des sols brun-roux de forêt et celle du tchernoziom lessivé. Les auteurs indiquent ensuite les conditions de la formation des sols sur les terrasses, où le phénomène suit les lois de la zonalité, ainsi que sur la plate-forme de Cotmeana, où les facteurs locaux — la roche à texture fine — déterminent la formation du sol brun de forêt pseudo-gleysé, un peu au Sud de la limite zonale. Des facteurs locaux interviennent toutefois aussi dans la genèse et l'évolution des sols des terrasses inférieures. Ainsi, par exemple, l'eau phréatique, située à une faible profondeur, détermine la formation du tchernoziom de prairie.

Pour conclure, les auteurs donnent quelques suggestions sur la manière de résoudre les problèmes d'ordre pratique.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Les terrasses de l'Olt entre les Carpates méridionales et le Danube.

Fig. 2. — Composition granulométrique de deux profils de sol : *a*, tchernoziom moyennement lessivé (terrasse de 14 à 18 m) ; *b*, sol brun-roux de forêt (terrasse de 70 à 110 m).

Fig. 3. — Sols des terrasses de l'Olt entre les Carpates méridionales et le Danube. (D'après les recherches effectuées par les auteurs, ainsi que par St. Cîrstea et Sc. Mateescu — du Comité Géologique — sous la direction de M. Popovăţ.)

BIBLIOGRAFIE

1. Coteţ P., *Cîmpia Olteniei*. Bucureşti, 1957.
2. Florea N., *Privire sumară asupra solurilor din partea de sud a regiunii Piteşti*. Probl. agr., 1956, nr. 11—12.
3. Popovăţ A. şi Rapaport, C. *Privire generală asupra solurilor dintre Olt şi Vedea-Topolog (între Slatina şi Jiblea)*. Comunicările Acad. R.P.R., t. IX, nr. 1, 1959.
4. Popovăţ M. şi Cîrstea St., *Consideraţii paleopedologice în explicarea formării unor soluri actuale*. Comunicările Acad. R.P.R., t. VII, nr. 5, 1957.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

GEOLOGIE

ERATĂ

Pag.	rîndul	în loc de:	se va citi:	greşeala provine din vina:
408	19 de jos	în continuitate	în aparentă continuitate	autorului
426	30 de sus	*Nonius?*	*Nonion ?*	„
438	Fig. 2 şi 3		explicaţia fig. 2 se referă la fig. 3 şi vice-versa	editurii
447	5 de sus	brèche à blocs	mégabrèche	autorului
„	7 „ „	Brèche à blocs	Mégabrèche	„
„	9 „ „	„ „ „	„	„
480—481 (tabloul nr. 1)	2 „ „	hidrologic	hidrogeologic	editurii

Studii şi cercetări de geologie nr. 3/1960.

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE*)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 dublu, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, primele 2 n-re (a 9 lei).

Numerele se pot comanda, direct sau prin poştă, prin:

LIBRĂRIA ACADEMIEI R.P.R.

Bucureşti, Calea Victoriei nr. 27.

Numerele curente se găsesc de vînzare la orice librărie ştiinţifică din ţară.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau Căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

---

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

I. P. 2, c. 3940

Lei 9.—

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE
SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

4
TOMUL V
1960

studii si cercetări de

GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

4

TOMUL V

1960

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; N. PETRULIAN, membru corespondent al Academiei R.P.R. — *redactor responsabil adjunct*; M. G. FILIPESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R.; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; M. SAVUL, membru corespondent al Academiei R.P.R.; V. IANOVICI, dir. al Institutului de geologie, geofizică și geografie; GR. RĂILEANU, dir. adj. al Institutului de geologie, geofizică și geografie — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul V, nr. 4 1960

SUMAR

Pag.

AL. CODARCEA şi GR. RĂILEANU, Mezozoicul din Carpaţii Meridionali . . 591

A. VANCEA şi LARISA UNGUREANU, Asupra corelării depozitelor miopliocene din bazinul Transilvaniei pe bază de microfaună 613

DENISA LUPU şi M. LUPU, Contribuţii la cunoaşterea faunei de rudişti din senonianul Munţilor Apuseni 627

E. LITEANU şi T. BANDRABUR, Cercetări geologice în regiunea dunăreană dintre rîul Argeş şi valea Mostiştei 655

V. MANILICI, Cercetări geochimice în aria eruptivului neogen din Carpaţii Orientali 683

G. CIOFLICA şi H. SAVU, Noi contribuţii la cunoaşterea posibilităţilor de formare ale titanomagnetitelor din Munţii Drocea 693

ALEXANDRINA BARBU, Studiul structural petrologic al feldspaţilor din roci magmatice 711

MIRCEA BORCOŞ, Contribuţii la studiul zeoliţilor. Magneziolaumontitul de la Musariu. 739

MARIUS VISARION, Imagini geofizice din regiunea Carpaţilor Orientali de la est şi vest de Masivul Ceahlău 757

Index alfabetic 775

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome V, nº 4 1960

SOMMAIRE

	Page
AL. CODARCEA et GR. RĂILEANU, Le mésozoïque des Carpates méridionales.	591
A. VANCEA et LARISA UNGUREANU, Corrélation entre les dépôts miopliocènes du bassin transylvain, fondée sur la microfaune	613
DENISA LUPU et M. LUPU, Contribution à la connaissance des Rudistes du Sénonien des Monts Apuseni	627
E. LITEANU et T. BANDRABUR, Recherches géologiques dans la région danubienne entre la rivière de l'Argeș et la vallée de la Mostiștea	655
V. MANILICI, Recherches géochimiques dans l'aire de l'éruptif néogène des Carpates orientales	683
G. CIOFLICA et H. SAVU, Nouvelle contribution à la connaissance des possibilités de formation des magnétites titanifères des monts Drocea. . . .	693
ALEXANDRINA BARBU, Etude structurale pétrographique des feldspaths des roches magmatiques	711
MIRCEA BORCOȘ, Contribution à l'étude des zéolithes. La magnésiolaumontite de Musariu	739
MARIUS VISARION, Images géophysiques de la région des Carpates orientales, à l'Est et à l'Ouest du massif du Ceahlău	757
Index alphabétique	775

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том V, № 4 1960

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
А. КОДАРЧА и Гр. РЭИЛЯНУ, Мезозой Южных Карпат	591
А. ВАНЧА и ЛАРИСА УНГУРЯНУ, О корреляции мио-плиоценовых отложений Трансильванского бассейна на основе микрофауны	613
ДЕНИСА ЛУПУ и М. ЛУПУ, К изучению фауны рудистов синонских отложений Западных гор	627
Е. ЛИТЯНУ и Т. БРАНДАБУР, Геологические исследования в Придунайской зоне между рекой Арджеш и долиной Мостиште	655
В. МАНИЛИЧ, Геохимические исследования на площади распространения неогеновых изверженных пород в Восточных Карпатах	683
Г. ЧИОФЛИКА и Х. САВУ, Новое в изучении образования титаномагнетита в горах Дроча	693
АЛЕКСАНДРИНА БАРБУ, Структурно-петрологическое исследование полевых шпатов магматических пород	711
МИРЧА БОРКОШ, К изучению цеолитов. Магнезиодомонтит месторождения Мусариу	739
МАРИУС ВИСАРИОН, Геофизические карты района Восточных Карпат, расположенного к востоку и западу от горного массива Чахлэу	757
Алфавитный указатель	775

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

MEZOZOICUL DIN CARPAȚII MERIDIONALI

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA și GR. RĂILEANU

Comunicare prezentată la Conferința mezozoicului de la Budapesta din august 1959

Formațiunile mezozoice din Carpații Meridionali aparțin la două unități structurale : domeniul getic și domeniul danubian (fig. 1). Cuvertura sedimentară a acestei părți din catena carpatică este destul de fragmentată și, din cauza ridicării axiale către est și a scufundării adesea în trepte, în partea sa vestică, sedimentarul este mai bine păstrat în această ultimă parte, adică în Banat.

MEZOZOICUL DOMENIULUI GETIC

În domeniul getic terenurile mezozoice aparțin triasicului, jurasicului și cretacicului.

TRIASICUL

În Carpații Meridionali, triasicul este cunoscut numai în partea de sud-vest a Banatului, în împrejurimile localității Sasca (zona Reșița). El are un caracter transgresiv și baza sa este constituită din conglomerate cuarțitice pe care noi le atribuim werfenianului. Deasupra urmează calcare marnoase și dolomitice roze, din care J. Böckh și G. Halaváts citează *Spirigera trigonella* Schloth., *Spiriferina fragilis* Schloth., *Chemnitzia* sp. etc. Aceste dolomite suportă calcare negre cu entroce care se aseamănă, într-o oarecare măsură, cu calcarele de Guttenstein și din care autorii menționați citează : *Ceratites sascannus* Böckh, *C. semseyi* Böckh, *Ptychites acutus* Mojs., *Daonella paucicostata* Torn. etc., forme care indică prezența anisianului.

La partea superioară se găsesc calcare masive albe, asemănătoare acelora care constituie ultimul termen al triasicului din Munţii Pădurea Craiului. Calcarele acestea ar putea aparţine ladinianului sau poate chiar carnianului.

Absenţa norianului la Sasca, ca şi absenţa sa pe toată întinderea Carpaţilor Meridionali pun în evidenţă caracterul mişcărilor kimmerice de la sfîrşitul triasicului.

JURASICUL

Regimul marin care s-a instalat la începutul jurasicului în cele cîteva zone ale Carpaţilor Meridionali a persistat pe alocuri pînă în cretacicul inferior, sau chiar pînă în cretacicul mediu. Trebuie să remarcăm că marea jurasică a invadat în mod gradat această unitate carpatică, aşa încît depozitele mai vechi nu au aceeaşi vîrstă în diferitele arii de sedimentare.

LIASICUL

Liasicul reprezintă primul termen, transgresiv al jurasicului, pe un fundament format din şisturi cristaline şi depozite ale paleozoicului superior. În domeniul getic liasicul cunoaşte o dezvoltare completă în zona Reşiţa. Condiţiile sedimentării paralice, realizate la începutul liasicului, au dus la formarea unor zăcăminte de cărbuni. Au fost separate două orizonturi ale liasicului din zona Reşiţa : un orizont inferior, cu cărbuni, urmat de un orizont de şisturi bituminoase. Orizontul cu cărbuni, atribuit liasicului inferior în facies de Gresten, este constituit dintr-o alternanţă de microconglomerate cuarţitice, de gresii, şisturi argiloase şi cărbunoase, argile refractare şi cărbuni. Din acest complex, care atinge o grosime de aproximativ 250 m, C. Andrae, Roth von Telegd şi Al. Semaka[1]) au descris circa 30 de specii de plante (*Equisetites lateralis* Ung., *Sphaenopteris obtusifolia* And., *Zamites distans* Stern. etc). La baza acestui orizont a fost descrisă *Palissia brauni*, ceea ce a permis lui Al. Semaka să confirme prezenţa rheticului. Orizontul şisturilor bituminoase cuprinde şisturi negre, cîteodată foioase, în care se găsesc concreţiuni sferosideritice. Dezvoltarea acestor depozite trebuie să fie pusă pe seama unei scufundări lente care a dus la instalarea unui facies euxinic.

Liasicul superior (toarcian) este cuprins într-un complex marnos (stratele de Valea-Morii), din care o bună parte aparţine doggerului. Marnele care constituie baza acestui complex conţin *Pseudogrammoceras* aff. *quadratus* Haug. şi *Hildoceras bifrons* Brogn.

În domeniul getic mai este cunoscută încă o apariţie de liasic în facies de Gresten, foarte restrînsă, în regiunea Pui, în partea estică a bazinului Haţeg (9).

---

[1]) Al. Semaka, *Contribuţii la cunoaşterea florei liasice de la Doman* (manuscris).

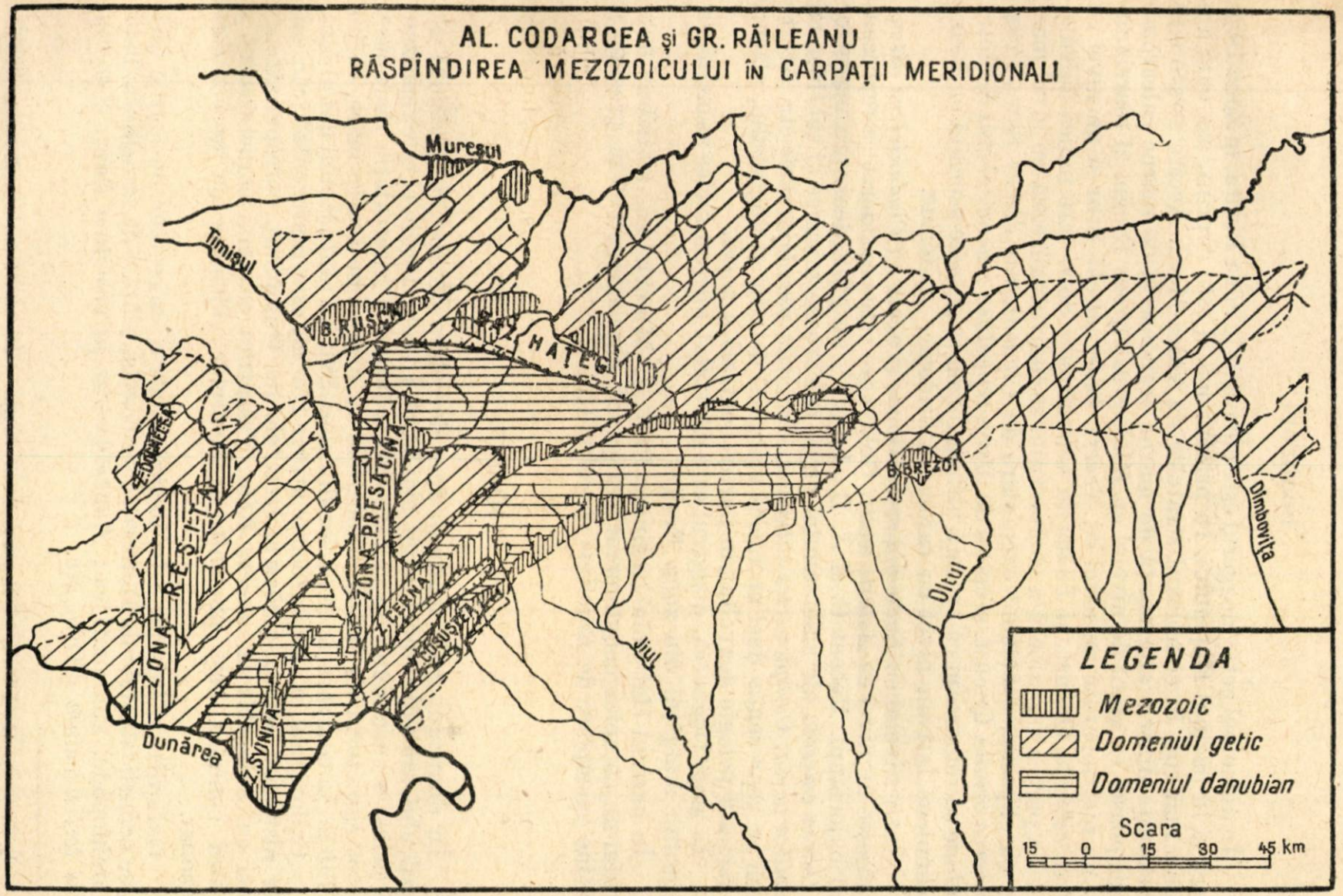

AL. CODARCEA şi GR. RĂILEANU
RĂSPÎNDIREA MEZOZOICULUI ÎN CARPAŢII MERIDIONALI
Mureşul
Timişul
B. RUSCA
HAŢEG
ZONA PRESACINA
ZONA REŞIŢA
Z. CERNA
Z. SVINIŢA
Dunărea
Jiul
Oltul
B. BREZOI
Dîmboviţa
LEGENDA
Mezozoic
Domeniul getic
Domeniul danubian
Scara
15 0 15 30 45 km

Fig.1

DOGGERUL

În domeniul getic, doggerul este cunoscut în zona Reşiţa, în Zona Dognecea şi în bazinul Haţegului. În prima zonă el este cuprins, aşa cum am arătat mai sus, în complexul stratelor de Valea-Morii. Aceste strate sînt constituite dintr-o alternanţă de marne argiloase şi de marne calcaroase şi nisipoase. În afară de nivelul cu *Hildoceras bifrons* Brogn. al toarcianului, au fost separate un nivel cu *Neaera kudernatschi* Stur şi un nivel cu *Ostrea calceola* Quenst. şi *Ludwigia murchisonae* Sow. care indică aalenianul. La partea superioară a complexului se individualizează un nivel marnos cu elipsoizi, conţinînd exemplare de *Clydoniceras discus* Sow., *Posydonomya ornata* Quenst. şi specii de *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. Trebuie să remarcăm că această ultimă formă se găseşte asociată cu forme bathoniene într-un nivel cu caractere litologice uniforme.

Între nivelul cu *Ludwigia murchisonae* şi acela cu *Clydoniceras discus* se găseşte un nivel cu *Astarte woltzi* Gold. care este considerat ca reprezentînd bajocianul. Recent C. şi A. Boldur [1]) au găsit deasupra marnelor cu *Ostrea calceola* ale aalenianului gresii calcaroase micacee şi spathice cu *Gervillea acuta*, *Camptonectes saturnus*, *Nerinella pseudojurensis* etc. Aceste gresii ar reprezenta deci un facies marginal detritic al doggerului, alături de faciesul pelagic dezvoltat în partea centrală a zonei.

În zona Dognecea, doggerul este dezvoltat într-un facies asemănător faciesului marginal din zona Reşiţa.

În bazinul Haţegului (regiunea Pui) A. Mamulea a atribuit doggerului un complex conglomeratic şi grezos, care atinge 100 m grosime şi conţine exemplare de *Entolium renevieri* Opp.

MALMUL

În domeniul getic malmul, spre deosebire de alte subdiviziuni ale jurasicului, are o distribuţie mult mai largă. În zona Reşiţa el este reprezentat printr-o succesiune de calcare care cuprind o intercalaţie marnoasă. Cu tot caracterul lor batial, depozitele au o grosime foarte mare, în jur de 750 m, în comparaţie cu acelea din zona Svinița (autohtonul danubian).

Callovianul, a cărui grosime atinge 250 m, este reprezentat prin calcare nisipoase cenuşii-albăstrui (stratele de Gumpina), corespunzătoare zonei cu *Reineckia* cf. *anceps* Rein. Trăsătura cea mai caracteristică a acestui complex este prezenţa accidentelor silicioase cu aspect concreţionar.

Oxfordianul inferior este alcătuit dintr-o succesiune de marne nisipoase cenuşii (stratele de Tămaşa), care conţin, alături de lamellibranhiate şi brahiopode, ammoniţi ca : *Euaspidoceras perarmatum* Sow., *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. etc.

---

[1]) C. şi A. Boldur, *Geologia regiunii Reşiţa — Doman Secul* (manuscris), 1959.

Oxfordianul mediu și superior sînt reprezentate printr-un orizont gros de 250 m de calcare cenușii-albăstrui, cu accidente silicioase stratiforme (stratele de valea Aninei).

Kimmeridgianul și tithonicul inferior se găsesc cuprinse în complexul stratelor de Brădet, formate din calcare cenușii, noduloase, a căror grosime atinge 100 m și care conțin o bogată faună de ammoniți. Această faună cuprinde, în partea inferioară a complexului, formele *Aspidoceras achanticum* Opp., *Physodoceras cyclotum* Opp., iar la partea superioară specii de *Subplanites* și *Lythacoceras*, ca și *Laevaptychus laevis* Quenst. și *Lamellaptychus beyrichi* Opp.

Tithonicul superior este cuprins într-un complex de calcare albe cu accidente silicioase elipsoidale (stratele de Marila), care cuprind *Calpionella alpina* Lor. și *Tintinopsella carpathica* Murg. et Fil. și care trec gradat la orizontul imediat superior cu *Berriasella*.

În restul domeniului getic, malmul este reprezentat destul de sporadic la Pui (bazinul Hațegului), la Gura-Văii în partea de sud a Banatului și în Masivul Vînturarița (imediat la vest de Olt).

În împrejurimile localității Pui, A. Mamulea a atribuit callovian-oxfordianului un nivel de calcare cu gaise și spongolite; kimmeridgianului calcare roze care suportă calcare recifale masive, probabil tithonice. Sfîrșitul tithonicului este marcat de o exondare care a durat multă vreme.

La Gura-Văii, pe cristalinul pînzei Severinului, se găsesc calcarele roșii semnalate de Al. Codarcea și a căror faună, recent determinată de D. Patrulius și Fl. Marinescu, este considerată de acești autori ca reprezentativă pentru callovian. Aceste calcare roșii suportă calcare albe masive conținînd organisme constructoare care, după aceiași autori, reprezintă forme de *Ellipsactinia*.

În Masivul Vînturarița șisturile cristaline care constituie fruntea pînzei getice suportă calcare recifale cu accidente silicioase în bază și care au fost de asemenea atribuite malmului.

Reținem ca fapt esențial că în partea de vest a Carpaților Meridionali malmul este în continuitate de sedimentare cu doggerul și dezvoltat într-un facies batial, pe cînd în estul domeniului getic, pe măsură ce se înaintează către est, malmul este transgresiv pe cristalin și îmbracă un facies recifal (Gura-Văii, Vînturarița).

CRETACICUL

Unul din efectele cele mai evidente ale orogenezei alpine din Carpații Meridionali este reprezentat prin multiplele variații de facies ale depozitelor cretacice. Cretacicul domeniului getic este cunoscut în zona Reșița; cretacicul inferior este acela care cunoaște o dezvoltare mai mare, ca și o parte a cretacicului mediu.

Eocretacicul zonei Reșița prezintă un facies calcaros, cu un nivel marnos la partea sa inferioară. Berriasianul urmează în continuitate de sedimentare peste tithonic. Este reprezentat printr-un orizont marnos,

cu intercalaţii calcaroase, care face trecerea între calcarele de Marila şi marnele de Crivina. Fauna cu *Berriasella*, citată din aceste strate de către V. Mutihac, conţine exemplare de *Berriasella grandis* Maz., *B. latecostata* Kil., *B. boissieri* Pict.

Vallanginianul şi hauterivianul sînt cuprinse în complexul marnos al stratelor de Crivina, conţinînd o faună de ammoniţi, dintre care citǎm: *Bochianites neocomiensis* d'Orb., *Killianella* cf. *eucensis* Sajn., *Neocomites neocomiensis* d'Orb. etc.

Barremianul şi apţianul inferior îmbracă un facies recifal de tip urgonian. Începînd cu barremianul se fac resimţite, în zona Reşiţa, mişcările importante care vor duce la schimbări destul de bruşte în condiţiile de sedimentare. În partea mediană a zonei, unde există continuitate de sedimentare, marnele trec gradat la calcare recifale. La periferia zonei, în schimb, se constată caracterul net transgresiv al calcarelor recifale care, pe alocuri, repauzează direct pe şisturile cristaline.

Urgonianul este reprezentat prin calcare albe, masive, recifale, a căror grosime atinge 500 m şi care sînt suportate de un nivel de calcare cu concreţiuni silicioase, cu o grosime de 100 m. Calcarele recifale conţin corali şi *Toucasia carinata* Math.

Trebuie să remarcăm că transgresiunea barremiană nu este un fenomen local, ci, dimpotrivă, ea este generală pe întreg teritoriul Carpaţilor Meridionali. În zona Dognecea urmează, transgresive pe dogger sau direct pe şisturile cristaline, calcare masive, recifale, dolomitizate în bază. La fel şi în regiunea Pui există calcare recifale cu pahyodonte care se aşază direct pe tithonic sau pe formaţiuni mai vechi. Mai notăm că la partea superioară a calcarelor de la Pui se găsesc pungi de bauxită.

Apţianul superior este reprezentat prin calcare masive, albe, roze sau cenuşii-albăstrui, cu intercalaţii marnoase în care se găsesc *Orbitolina lenticularis* Blum., *Neithea* cf. *quinquecostata* Sow. şi *Melobesiacea*. Calcare apţiene cu o faună asemănătoare se găsesc şi în zona Şopot, la stînca Liubcovei pe Dunăre, ca şi în bazinul Haţegului la Ohaba-Ponor. De remarcat că în această ultimă regiune calcarele cu orbitoline, care stau pe calcarele urgoniene, suportă, conglomerate cuarţitice cu ostrei, care la rîndul lor sînt acoperite în discordanţă de depozitele cenomaniene.

Albianul marchează o nouă etapă în sedimentarea cretacicului din Carpaţii Meridionali. După o emersiune generală, survenită la sfîrşitul apţianului, urmează o importantă transgresiune care începe cu albianul inferior şi care progresează pe alocuri şi în timpul cenomanianului.

Diastrofismul, începînd din cretacicul mediu, a determinat schimbări importante în caracterele litologice ale depozitelor, schimbări condiţionate, pe de o parte, de relieful zonelor de sedimentare şi, pe de altă parte, de însuşi caracterul mişcărilor care au afectat aceste zone. Aceste schimbări dovedesc că zona Carpaţilor Meridionali se găsea în plină evoluţie în timpul cretacicului mediu.

În zona Reşiţa, albianul este transgresiv şi depozitele sale, reprezentate prin gresii microconglomeratice, gresii glauconitice şi argile nisipoase, îmbracă în ansamblu un caracter molasic. Aceste depozite conţin (12): *Neohibolites minimus* List., *Hamites compressus* Sow., *Douvilleiceras*

mammillatum Schloth., *Scaphites circularis* Sow. Mișcările austrice au imprimat nu numai stilul tectonic al regiunii, ci au provocat și emersia ei înaintea albianului; depozitele molasice ale albianului reprezintă încoronarea acestor mișcări. În restul domeniului getic nu au fost semnalate pînă în prezent depozite de vîrstă sigur albiană. Totuși, nu este exclus ca gresiile masive și conglomeratele cu elemente calcaroase de la Gura-Văii să aparțină și ele acestui etaj.

Cenomanianul reprezintă și el începutul unei transgresiuni. Depozitele de această vîrstă se găsesc răspîndite fie în cîteva bazine interne, fie pe marginea de nord sau de sud a Carpaților Meridionali. În zona Reșița, S. Năstăseanu[1]) a atribuit recent cenomanianului un pachet de gresii calcaroase cu *Alectryonia diluviana* L.

În bazinul Hațegului (9) depozitele cenomaniene sînt transgresive și discordante pe formațiunile mai vechi. Este vorba de gresii și microconglomerate care conțin în bază mult material bauxitic resedimentat și care sînt urmate de gresii cu rudiști, *Transilvanella* etc., de gresii calcaroase cu orbitoline și de marne calcaroase cu *Acanthoceras rhotomagense* Defr. și *A. cenomanense* Pict. La Cisnădioara (8), pe marginea de nord a cristalinului getic, se găsesc marne, gresii și microconglomerate cu lentile de cărbuni și care conțin specii de *Manteliceras* și *Acanthoceras*.

Turonianul a fost adeseori citat în aceleași regiuni în care se găsesc dezvoltate depozitele cenomaniene; totuși nu există nici o dovadă paleontologică sigură care să ateste prezența depozitelor turoniene pe marginea Carpaților Meridionali și în bazinele interne ale acestei unități. În bazinul Hațegului, la Ohaba-Ponor, sînt atribuite turonianului gresii și conglomerate cu *Actaeonella gigantea* d'Orb. și *A. glandiformis* Zec. și în bazinul Rusca-Montană calcare, în parte dolomitice și coraligene, transgresive pe fundamentul cristalin. În orice caz o revizuire a faunei acestor depozite devine necesară.

Senonianul este mai bine dezvoltat în bazinul Hațegului. După A. Mamulea, senonianul se așază transgresiv și discordant pe turonian și conține marne cu *Globotruncana linnéana* L. în care se găsesc intercalate, la partea superioară, gresii curbicorticale din ce în ce mai frecvente, așa încît această parte superioară a senonianului îmbracă un caracter de fliș. Această serie depășește 150 m grosime.

Urmează apoi, tot transgresive, gresii grosiere nisipoase cu *Exogyra lateralis* Nils., *Tylocidaris velifera* Brogn. care au fost considerate ca aparținînd senonianului superior.

Caracterul transgresiv și discordant al turonianului, al senonianului inferior și al celui superior în bazinul Hațegului indică mișcări diastrofice repetate, care au putut avea un caracter mai mult sau mai puțin regional. În orice caz aceste circumstanțe ar putea indica caracterul continuu al mișcărilor oscilatorii.

În bazinul Rusca-Montană au fost atribuite — fără dovezi sigure — turonianului conglomeratele și gresiile cu *Exogyra*, iar la Cisnădioara breciile și conglomeratele cu hippuriți și ostrei.

[1]) S. Năstăseanu, *Contribuții la cunoașterea cenomanianului de la Doman* (manuscris).

Pe versanţii de sud ai Carpaţilor Meridionali au fost găsite depozite senoniene în bazinul Brezoi—Titeşti. Ele sînt constituite din microconglomerate, gresii, marne încheindu-se cu o puternică serie conglomeratică la partea superioară (conglomeratele de Brezoi). Formaţiunile mai fine, conţinînd o faună bogată (*Micraster* cf. *cortestudinarium* Goldf., *Inoceramus* cf. *brogniarti* Sow., *Baculites anceps* Lamk., *Acanthoscaphites roemeri* d'Orb. etc.) atestă prezenţa maastrichtianului. În elementele calcaroase ale conglomeratelor de Brezoi s-a găsit o faună bogată de corali şi rudişti remaniaţi, care provin din depozite campaniene. Acest material ne lasă să presupunem prezenţa în regiune a campanianului, care a furnizat elementele calcaroase ale conglomeratelor de Brezoi.

La Albeşti se întîlnesc conglomerate şi gresii cu ammoniţi de talie mică, şi cu *Micraster coranguinum* Ag., urmate de marne cu *Inoceramus balticus* Boehm. (identificat de D. Patrulius); aceste fosile indică vîrsta senoniană a depozitelor.

Tot pe versantul sudic al Carpaţilor Meridionali, senonianul este cunoscut la izvoarele văii Olăneştilor, pe versantul meridional al Masivului Vînturariţa. Pe cristalin sau pe calcarele tithonice repauzează o alternanţă de conglomerate, gresii şi marne cu *Inoceramus balticus* Boehm., *Baculites* sp. şi *Scaphites* sp.

La sud de Băile-Olăneşti, Gr. Popescu a descris un complex marnos cu *Parapachydiscus gollevilensis* şi *Baculites* din grupul *B. vertebralis*, care indică senonianul superior.

În partea axială a Carpaţilor Meridionali au fost găsite depozite senoniene în bazinul Petroşani. Aici, la baza depozitelor paleogene şi situate pe cristalinul getic se găsesc marne cu *Nerinea*, *Actaeonella* şi inocerami atribuite de către I. Drăghindă senonianului. În zona Şopot Al. Codarcea atribuie senonianului marnele cu *Rosalina linnéi* d'Orb.

Danianului i-au fost atribuite ultimele depozite cretacice, care sînt de altfel destul de sporadice în domeniul getic. În bazinul Haţegului Fr. Nopcsa şi după aceea A. Mamulea au considerat de vîrstă daniană argilele roşii din patul rîului Bărbat, în apropierea localităţii Pui, ca şi alternanţele de gresii şi argile verzi şi roşii-violacee de la Sînpetru (stratele de Sînpetru). Aceste depozite cu caracter fluvio-lacustru conţin resturi de dinosaurieni (*Struthiosaurus transilvanicus* Nopcsa, *Kallokibotion bajazidi* Nopcsa, *K. magnificum* Nopcsa, *Machlodon suessi* Bunzel etc.). În bazinul Rusca-Montană au fost considerate (8) de aceeaşi vîrstă daniană un complex de argile, argile cărbunoase, cărbuni, cu intercalaţii tufacee şi revărsări de lave porfirice. Stratele de cărbuni conţin resturi de plante : *Crediana* sp., *Flabellaris longilostris* Ung. şi *Juranis hemiflabelata* Tuz., care pledează pentru vîrsta daniană a acestor depozite. Caracterul fluvio-lacustru al depozitelor daniene din bazinul Haţegului şi lagunar din bazinul Rusca-Montană, ca şi lipsa acestor depozite în restul Carpaţilor Meridionali dovedesc în mod sigur exondarea celei mai mari părţi a acestei unităţi, instalarea unui regim continental şi a unei lungi perioade de gliptogeneză care au urmat cretacicului.

FORMAȚIUNILE MEZOZOICE ALE PÎNZEI SEVERINULUI

Depozitele sedimentare, aparținînd cretacicului inferior și care se găsesc dedesubtul peticelor de acoperire ale cristalinului getic din platoul Mehedinți, au fost descrise de A l. C o d a r c e a. Aceste depozite în facies de fliș cunosc o dezvoltare destul de largă în fereastra tectonică a zonei Coșuștea și pot fi urmărite începînd de la Vîrciorova pe sub cristalinul frunții pînzei Severinului și a cristalinului Bahnei mult spre nord. Depozitele cretacicului inferior se dezvoltă de asemenea și pe flancul de vest al peticului de acoperire Bahna, începînd de la Topleț și pînă la nord de Isverna. Aceste depozite cretacic inferioare constituie în realitate paraautohtonul pînzei getice întrucît, la rîndul lor, sînt șariate pe formațiuni mai tinere (senoniene).

Stratele de Azuga. La baza stratelor de Sinaia, A l. C o d a r c e a a descris un complex de șisturi verzi, roșii sau cenușii și o serie de roci verzi (serpentine, diabaze și gabbrouri) care, deși au o dezvoltare lenticulară, nu se găsesc niciodată la partea superioară a formațiunii. Din punctul de vedere al aspectului litologic acest complex este comparabil cu stratele de Azuga din valea Prahovei, dar ocupînd aici un nivel inferior (tithonic-infravallanginian).

Stratele de Sinaia. Complexul descris mai sus este urmat de marno-calcare cu aspect flișoid, asemănătoare stratelor de Sinaia din flișul Carpaților Orientali, aparținînd vallanginianului și hauterivianului.

Stratele de Comarnic. Formațiunile cretacice ale pînzei Severinului, cu un complex de marne cu intercalații de marno-calcare în plăci și cîteodată de microconglomerate cu orbitoline, neohiboliți, au fost atribuite (2) barremian-aptianului ca un echivalent al stratelor de Comarnic.

MEZOZOICUL DOMENIULUI DANUBIAN (AUTOHTON)

Depozitele sedimentare mezozoice care s-au format pe autohton diferă de acelea ale domeniului getic prin faciesul caracteristic al anumitor formațiuni. Pe autohton s-au format, în timpul mezozoicului, o serie de fose și de bazine locale care explică variațiile numeroase ale faciesurilor depozitelor jurasice și cretacice.

Pe considerentul menționat mai înainte (ridicarea axială a masivelor orientale din Carpații Meridionali și scufundarea masivelor occidentale) depozitele mezozoice au o dezvoltare mai mare în Banat și se găsesc mult mai sporadic spre est.

RHETICUL

Spre deosebire de domeniul getic, depozitele triasice de pe autohton lipsesc, așa încît cele mai vechi depozite mezozoice care se găsesc aici aparțin rheticului. Totuși se poate remarca faptul că depozitele care aparțin acestei subdiviziuni sînt destul de sporadice și sînt localizate în partea de vest a autohtonului, adică în Banat.

În zona Svinița, pe depozitele permiene, la Tri Culi și Cioaca Bori, repauzează o serie transgresivă de conglomerate cuarțitice, groase de aproximativ 700 m și care suportă în continuitate de sedimentare liasicul inferior. În intercalațiile șistoase și cărbunoase ale acestor conglomerate A l. S e m a k a a determinat resturi de plante care indică vîrsta rhetică a depozitelor.

La Mehadia se întîlnesc conglomerate avînd o poziție stratigrafică identică celor din zona Svinița. În intercalațiile grezoase ale acestor conglomerate O. I l i e s c u a determinat brahiopode (*Terebratula pyriformis* Suess) care dovedesc vîrsta rhetică a depozitelor.

Atragem atenția asupra relațiilor stratigrafice ale formațiunilor rhetice din Banat care repauzează transgresiv pe depozite mai vechi și suportă în continuitate de sedimentare depozitele liasic inferioare.

LIASICUL

Pe autohton, liasicul — spre deosebire de acela din domeniul getic — prezintă variații de facies mult mai accentuate și o faună bogată cunoscută încă demult, care a permis (15) în ultima vreme stabilirea unei coloane stratigrafice destul de precise.

În zona Svinița, liasicul are o dezvoltare completă. În această zonă a fost deosebit un facies marginal, de tip Cozla (facies de Gresten) și un facies median de tip Munteana (facies de Hierlatz). Încă de la începutul liasicului se instalează în această zonă un facies epicontinental lagunar în care condițiile batimetrice permit dezvoltarea, pe marginea zonei, a conglomeratelor, gresiilor, șisturilor și cărbunilor paralici. Depozitele cărbunoase cu *Taeniopteris vittata* Brogn., *Dictyophillum nilssoni* Göpp., *Zamites* etc. alternează cu depozite detritice care conțin o faună foarte bogată, dintre care citățm *Thallasites giganteus* Quenst., *Modiola neumayri* Tietz, *Ceromya infraliasica* Pict., *Terebratula grestenensis* Suess, *Spiriferina rostrata* Schl. etc. Faciesul de tip Munteana este caracterizat prin calcare oolitice roșii și calcare grezoase, în care anumite forme de lamellibranhiate și de brahiopode dintre cele menționate mai sus se asociază cu *Aegoceras planicosta* Sow. și *Nautilus austriacus* Quenst.; se mai găsesc alte forme și sub nivelul cu *Aegoceras planicosta*.

Liasicul mediu, în faciesul de tip Cozla, este reprezentat printr-o alternanță de gresii silicioase, gresii calcaroase și șisturi argiloase cu *Gryphaea cymbium* Lamk., *Pleuromya meridionalis* Dum., *Aequipecten aequivalvis* Sow., *Entolium liosinum* Nyst., *Zeilleria numismalis* Lamk., *Spiriferina rostrata* Schl. etc. Liasicul mediu de tip Munteana este reprezentat prin gresii calcaroase, gresii și șisturi tufacee cloritice verzi, conținînd o faună de ammoniți cu *Aegoceras capricornus* Ziet., *Amaltheus margaritatus* Montf., *Paltopleuroceras spinatus* d'Orb. etc.

Liasicul superior, care se găsește pe marginile zonei, este format din gresii microconglomeratice cuarțitice și în partea centrală a zonei din gresii calcaroase cu *Lythoceras jurense* Ziet.

În zona Presacina, liasicul este dezvoltat într-un facies detritic, diferit din punct de vedere litologic de acela din zona Svinița. Liasicul inferior este format din conglomerate și gresii cuarțitice. Conglomeratele ar putea

aparține rheticului. Liasicul mediu, după Gr. Răileanu și S. Năstăseanu, se prezintă cu două faciesuri : faciesul liasicului de tip Bogîltin și acela de tip Ohaba. Primul tip de liasic este reprezentat prin gresii arkosiene și gresii calcaroase, în care autorii mai sus citați au determinat o faună reprezentată prin *Zeilleria numismalis* Lamk., *Aequipecten aequicostatus* Sow., *Unicardium robustum* Trauth, *Pholadomya decorata* Hartm., *Belemnites paxillosus* Schl. Liasicul de tip Ohaba este reprezentat prin șisturi argiloase negre, cărbunoase, ușor bituminoase, cu diaclaze umplute cu calcit, șisturi care conțin exemplare de *Belemnites paxillosus* Schl. În valea Bolvașnița șisturile negre invadează partea superioară a faciesului grezos, așa încît sub Arjana, la Lac, șisturile negre urcă pînă sub cuarțitele aaleniene. În aceste depozite Al. Codarcea menționează *Paltopleuroceras costatus nudus* Quenst., formă caracteristică pentru domerian. Cum această formă a fost găsită la baza șisturilor negre, este posibil ca acestea să reprezinte domerianul și toarcianul. În extremitatea sudică a zonei Presacina, în văile Sfîrdinului, C. Gheorghiu și Gr. Răileanu semnalează prezența toarcianului constituit din marne cu *Posydonomya bronii* Voltz.

În zona Arjana, liasicul este reprezentat prin șisturi argiloase negre care, la partea superioară, devin tufacee. Șisturilor negre tufacee, de la partea superioară, li se asociază roci efuzive bazice (porfire și diabaze).

În zonele Cerna și Coșuștea, liasicul apare destul de sporadic, adesea laminat și tectonizat. După Al. Codarcea în prima zonă au fost atribuite liasicului conglomeratele cu intercalațiile fine cărbunoase, precum și gresiile arkoziene care aflorează în valea Cernei, la nord de Băile-Herculane. În zona Coșuștea apar, de sub calcarele jurasic superioare, la Cerna Vîrfu și Baia-de-Aramă, gresii silicioase cu intercalații de cărbuni care aparțin liasicului în facies de Gresten.

FORMAȚIUNEA DE SCHELA

În regiunea Schela, pe versantul sudic al Carpaților Meridionali, se întîlnește un complex format din conglomerate, gresii cuarțitice, șisturi argiloase, șisturi sericitoase și cărbuni, complex considerat mult timp ca aparținînd carboniferului. Bazat pe resturile de plante (*Zamites*) găsite în această regiune, G. Manolescu a demonstrat că este vorba de un liasic puternic metamorfozat. Între Oslea și izvoarele Jiului depozite asemănătoare sînt considerate ca aparținînd tot formațiunii de Schela ; este totuși posibil ca aci cel puțin o parte a acestor depozite să aparțină carboniferului.

DOGGERUL

Trebuie să remarcăm că în domeniul danubian, ca de altfel și în cel getic, spre deosebire de Carpații Orientali, aria de repartiție a doggerului este intim legată de aceea a liasicului. În zona Svinița au fost atribuite aalenianului o serie de gresii microconglomeratice cuarțitice care stau pe

gresiile calcaroase cu *Lythoceras jurense*. Spre deosebire de zona Reşiţa, celelalte subdiviziuni ale doggerului îmbracă aici un facies calcaros şi prezintă asociaţii faunistice analoge acelora din Masivul Bucegi, mai ales acelora de la Strunga. Bajocianul este cuprins în orizontul calcarelor albe spathice cu brahiopode şi cu *Stephanoceras humphriesianum* Sow. Tot bajocianului îi revin şi calcarele vişinii spathice, ca şi orizontul binecunoscut descris încă de J. K u d e r n a t s c h al calcarelor feruginoase oolitice, cu o bogată faună de ammoniţi, de pe ogaşul Saraorschi (Svinița). Asociaţia de aici cuprinde : *Calliphylloceras disputabile* Ziet., *Holcophylloceras mediteraneum* Neum., *Lythoceras adeloides* Kud., *Prohecticoceras aspidoides* Opp., *P. fusca* Quenst., *Macrocephalites macrocephalus* Schl., *Sphaeroceras yvani* Opp. etc. În jumătatea nordică a zonei bathonianul se dezvoltă sub un facies pelagic marnos (stratele de Bigăr) cu *Posydonomya* şi *Macrocephalites macrocephalus* Schl., asemănător cu bathonianul zonei Reşiţa.

În zona Presacina, doggerul diferă din punct de vedere litologic de cel al zonei Svinița. G r. R ă i l e a n u şi S. N ă s t ă s e a n u au atribuit aalenianului un orizont de gresii silicioase care se aşază peste şisturile negre liasice şi suportă orizontul calcarelor grezoase spathice. În virtutea faunei pe care o conţine (*Stephanoceras humphriesianum* Sow., *Parkinsonia* sp., *Terebratula perovalis* Sow. etc., acest ultim orizont a fost atribuit bajocianului. Cercetările din cursul anului 1959 (G r. R ă i l e a n u şi S. N ă s t ă s e a n u) au condus la identificarea pe valea Toplei a bathonianului, reprezentat printr-un orizont de calcare grezoase cu o bogată faună de ammoniţi, asemănătoare în parte aceleia de la Svinița (*Prohecticoceras aspidoides* Opp., *P. fusca* Quenst., *Macrocephalites macrocephalus* Schl., *Lythoceras adeloides* Kud. etc.).

În zona Arjana se întîlnesc lentile de calcare spathice sub formă de klippe la baza flişului de Arjana, conţinînd corali şi brahiopode, asemănătoare cu calcarele bajociene de la Svinița.

În zona Cerna, A l. C o d a r c e a a atribuit doggerului gresiile calcaroase spathice de la confluenţa văii Presacina cu Drestelnicul.

În zona Coşuştea, ca şi în zona precedentă de altfel, doggerul este destul de sporadic în valea Coşuştea. El este reprezentat prin marne cu *Posydonomya alpina* Grass., care ar indica bathonianul.

În partea orientală a autohtonului danubian, doggerul nu a fost semnalat pînă în prezent.

MALMUL

Începînd din jurasicul superior variaţiile şi diferenţele de facies ale mezozoicului din autohtonul danubian se accentuează. În partea occidentală, malmul şi cretacicul inferior îmbracă un facies batial, în timp ce în partea orientală se accentuează treptat faciesul recifal. Pînza getică a antrenat şi laminat, în timpul avansării sale, o parte a depozitelor mezozoice, aşa încît pentru formaţiunile sedimentare prinse sub pînză, începînd din cursul superior al Cernei spre est s-a introdus termenul de „infragetic".

În zona Svinița, malmul — în continuitate de sedimentare cu doggerul — este dezvoltat într-un facies batial, trecînd gradat la cretacicul inferior.

La baza malmului a fost separat un orizont de calcare noduloase roșii cu *Ptychophylloceras feddeni* Waag., *Choffatia subbackeriae* d'Orb., *Subgrossouvria* cf. *jupiter* Lóczy etc.

Oxfordianul este cuprins în orizontul cu jaspuri.

Kimmeridgianul este reprezentat prin stratele cu *Aspidoceras achanticum* (calcare noduloase roșii), cu o bogată faună de ammoniți și aptychi (*Physodoceras cyclotum* Opp., *Tarameliceras strombecki* Opp., *Subplanites elegans* Spath etc.).

Tithonicul este constituit din calcare noduloase roșii în bază și din calcare albăstrui în plăci la partea superioară, conținînd forme de *Subplanites contiguus* Cot., *Haploceras leiosoma* Opp., *Virgatosphinctes transitorius* Opp., *Tarameliceras lithographicus* Opp., *Lythoceras geron* Ziet. etc., la care se adaugă numeroase forme de *Aptychus*.

În zona Presacina absența formelor caracteristice nu a permis decît efectuarea unei orizontări în linii generale a malmului. La baza seriei calcaroase, atribuite jurasicului superior, au fost separate (Gr. Răileanu și S. Năstăseanu) calcare negricioase urmate de calcare stratificate în plăci, cu noduli silicioși, apoi calcare albăstrui noduloase de tipul acelora cu *Aspidoceras achanticum* și, în sfîrșit, calcare șistoase în plăci cu resturi de *Perisphynctes* și *Aptychus*.

În zona Arjana se găsesc klippe de calcare de tip Svinița, înglobate la baza flișului cretacic.

În zonele Cerna și Coșuștea, pe măsură ce ne îndreptăm către est, jurasicul superior tinde să devină din ce în ce mai recifal. În valea Cernei, de exemplu, și în valea Coșuștei (la Cornetul-Mic) nu se mai poate separa la baza seriei — decît cu greu — un nivel de calcare negre, comparabile cu acelea ale callovianului din zona Presacina. Cheile Dunării de la Cazane sînt formate din calcare masive, în care nu se mai pot distinge decît cu oarecare greutate intercalații stratificate. Forma *Perisphynctes freudator* Ziet., citată de M. V. Hantken, justifică vîrsta atribuită acestor calcare. În calcarele negre de la Cazane Fr. Schafarzik a citat nerinei, iar în calcarele recifale de la Baia-de-Aramă (zona Coșuștea), Fr. Schafarzik și B. von Inkey citează *Nerinea nodosa* d'Orb. și *N.* cf. *silesiaca* Ziet. Începînd de la valea Coșuștei către nord-est calcarele recifale ale jurasicului superior fac corp comun cu calcarele urgoniene, constituind o zonă care se urmărește pe flancul sudic al autohtonului de la Tismana și pînă în valea Jiului

MALMUL INFRAGETICULUI

Începînd din muntele Oslea spre Cîmpul-lui-Neag, Rîul-Mare, Ciunget, Novaci formațiunile paleozoice și mezozoice sînt puternic strivite și metamorfozate sub acțiunea presiunii exercitate de pînza getică. Masele de calcare recifale, adesea marmorizate, au fost atribuite malmului.

CRETACICUL AUTOHTONULUI DANUBIAN

Variaţiile litologice şi, implicit, ansamblul faunistic care începuseră să se schiţeze încă din jurasicul superior tind să se accentueze pe măsură ce ne ridicăm mai sus în scara stratigrafică.

Mişcările oscilatorii se asociază cu cutările, ceea ce are drept consecinţă imediată dezvoltarea faciesului de fliş, asociat cu alte tipuri de facies.

Cretacicul inferior din zona Sviniţa. În această parte a autohtonului danubian condiţiile batimetrice permit dezvoltarea unui facies vazos. Se constată prezenţa berriasianului prin formele : *Berriasella boissieri* Pict. şi *B. pontica* Ret. în nivelul de calcare albe în plăci care marchează trecerea între calcarele tithonice şi calcarele litografice ale cretacicului inferior.

Vallanginianul şi hauterivianul sînt reprezentate prin calcare marnoase cu aspect sublitografic şi cu accidente silicioase. Au fost separate două nivele : unul de calcare albe-gălbui la bază şi altul de calcare negricioase la partea superioară. Macrofauna, de altfel destul de săracă (*Holcostephanus asterianus* d'Orb., *Pygope diphioides* Pict., *Phylloceras infundibulum* d'Orb.), ne conduce la afirmarea vîrstei vallanginiene şi hauteriviene. Calcarele conţin de asemenea calpionelle şi coccolithophoridee.

Barremianul are o dezvoltare limitată numai în partea sudică a zonei. El este constituit din marne albăstrui-negricioase (stratele de Sviniţa), cu o bogată faună de ammoniţi (*Phylloceras thethys* d'Orb., *Desmoceras difficile* d'Orb., *Silesites seranonis* d'Orb., *Macroscaphytes yvani* Puz., *Crioceras duvali* Lev. etc.). La sfîrşitul barremianului, zona Sviniţa a fost afectată de o mişcare de exondare şi apele mării revin aici abia în timpul cretacicului mediu.

În zona Presacina au fost atribuite vallanginianului şi hauterivianului marno-calcare în plăci care conţin calpionelle şi care repauzează pe calcare cu *Aptychus* (în regiunea satului Presacina şi pe malul drept al văii Cerna).

În partea estică a zonei Cerna, la Balta—Cerna Vîrfu, D. M e r c u ş a separat—la partea superioară a calcarelor recifale tithonice—calcare stratificate, cenuşii, conţinînd resturi de gasteropode, textulari şi miliolide. Întrucît acest autor a determinat şi forme de *Tintinopsella carpathica* Murg. et Fil. şi *Stenosemelopsis hispanica* Colom., el consideră că acest nivel aparţine vallanginian-hauterivianului.

Cum în zona Reşiţa, *Tintinopsella carpathica* apare sub nivelul cu berriaselle, nu ar fi deci exclus ca aceste calcare să aparţină de fapt tithonicului superior şi berriasianului.

Pe calcarele neocomiene de la Balta—Nadanova—Cerna Vîrfu, în platoul Mehedinţi, se aşază calcare recifale în care D. M e r c u ş a determinat *Offneria* sp., *Requienia scalaris* Math., *R. minor* Douv. şi *Toucasia carinata* Math., forme caracteristice faciesului urgonian.

În valea Cernei aceste calcare urgoniene fac corp comun cu calcarele tithonice, formînd faleze puternice şi fiind descrise sub numele de „calcarele de Cerna".

În valea Coşuştei, la Cornetu-Mare şi la Cornetu-Mic transgresivitatea calcarelor urgoniene este evidentă. Calcarele urgoniene de la Cornetu se

pot urmări spre nord-est pînă la Tismana, prezentînd la Ponoarele și la Baia-de-Aramă interesante fenomene carstice. Nu ar fi exclus ca depozitele calcaroase — recifale ale infrageticului care au fost considerate tithonice să cuprindă și calcare urgoniene. Cercetările în curs de efectuare vor clarifica această problemă.

Cretacicul mediu și superior al autohtonului danubian. Caracterele adesea flișoide ale depozitelor mezocretacice și neocretacice, lipsa faunei, ca și complicațiile tectonice nu au permis stabilirea cu certitudine a vîrstei acestor depozite.

Stratele de Nadanova. În zona Coșuștea, deasupra calcarelor urgoniene se găsește, în concordanță, un complex constituit în bază de șisturi marno-grezoase, cenușii-negricioase cu *Neohibolites minimus* List. și *Ticinella roberti* Gand., urmat la rîndul lui de șisturi calcaroase, marne grezoase și marno-calcare cenușii cu accidente silicioase. Acest nivel are un conținut microfaunistic foarte bogat, caracterizat prin prezența formelor *Ticinella roberti* Gand. și *Praeglobotuncana debrivensis* Plummer. Acestui orizont al stratelor de Nadanova Al. Codarcea și D. Mercuș i-au atribuit vîrsta albiană. Urmează orizontul superior al stratelor de Nadanova constituit din aproximativ 300 m de șisturi marno-calcaroase cenușii-verzui, alternînd cu bancuri de calcare lipsite de accidente silicioase și în care au fost identificate — după D. Mercuș — în afara unei bogate microfaune și resturi de inocerami și orbitoline, prezența formelor *Ticinella roberti* Gand., *Praeglobotruncana debrivensis* Plummer, *Rotalipora appenninica* Renz, *R. cushmani* Morrow, *R. reicheli* Mornod permit să atribuim orizontul superior al stratelor de Nadanova cenomanianului. Marne și marno-calcare, avînd aspectul și poziția stratigrafică asemănătoare acelora ale stratelor de Nadanova, se găsesc în zona Cerna pe dreapta văii Cernei (Băile-Herculane), și pe stînga acestei văi la Pecinișca. Sporadic se mai găsesc și în zona Presacina marno-calcare de tip Nadanova, dar aici ele stau pe calcarele șistoase cu calpionelle.

Flișul de Arjana. În Banat, în zona Svinița, la Feneș, în valea Idegului, în muntele Arjana etc. Al. Codarcea a descris — sub numele de flișul de Arjana — o formațiune foarte groasă avînd o poziție stratigrafică încă discutabilă. Acest complex este format din gresii fine silicioase, cîteodată șistoase, din gresii dure în plăci, din microconglomerate care alternează cu conglomerate poligene, îmbrăcînd de asemenea un facies flișoid.

În zona Svinița acest complex este transgresiv și repauzează pe cretacicul superior sau pe formațiuni mai vechi; în regiunea Feneș, în valea Idegului, în muntele Cozia ca și în muntele Arjana, unde acest complex cunoaște de altfel dezvoltarea sa cea mai caracteristică, este suportat de un complex tufaceu cu erupții bazice care, în orice caz, este mai recent decît tithonicul.

În baza flișului din muntele Arjana se găsesc frecvent marne și calcare jurasice (dogger și malm) considerate de Al. Codarcea drept klippe de rabotaj. În consecință, în zona Arjana flișul are o poziție tectonică. Asupra vîrstei acestor depozite se poate afirma, după cele cunoscute la Svinița, că ele sînt mai recente decît barremianul. La Cozla (zona Svinița) Gr. Răileanu a găsit un fragment de ammonit derulat, iar în

muntele Arjana Fl. Codarcea a găsit un mic hoplitid nedeterminabil. Ţinînd seama de aceste fapte, şi mai ales de faptul că în zona Svinița acest complex repauzează pe depozite ale cretacicului inferior sau pe alți termeni mai vechi, nu ar fi exclus ca el să reprezinte un echivalent al stratelor de Nadanova, bineînţeles într-o zonă de sedimentare mai vestică.

Flişul cretacicului superior. În zona Coşuştea, peste stratele de Nadanova urmează o serie flişoidă care se deosebeşte din punct de vedere litologic de flişul de Arjana, care în regiunea satului Balta atinge o mare grosime. Acest complex este format de marne albăstrui, verzui sau roşii, urmate de gresii uşor micacee, fin stratificate sau de gresii în bancuri puternice, avînd o dezvoltare locală (gresia de Dejderiu). Alteori gresiile sînt silicioase (gresia de Simaru) sau devin conglomeratice (gresia de Vîrciorova). Printre elementele conglomeratelor se găsesc blocuri de calcare jurasice, asociate aproape întotdeauna cu roci verzi diabazice. În nivelele marnoase din baza complexului Al. Codarcea a remarcat prezenţa formei *Rosalina linnéi* d'Orb.

Depozite asemănătoare, tot în facies de fliş, au fost semnalate şi în zona Cerna, între Isverna şi Podeni, între Pecinişca şi Topleţ şi la Cazane pe Dunăre. În blocurile gresiei de Vîrciorova au fost identificate forme de *Rosalina linnéi* d'Orb. iar în gresia de Dejderiu, în afara acestei forme, au fost găsite fragmente de inocerami. În împrejurimile localităţii Pecinişca (zona Cerna) au fost identificate *Rosalina stuarti* J. de Lapp. Acest complex asemănător celui din zona Coşuştea aşezat pe stratele de Nadanova trebuie să aparţină cretacicului superior.

CONCLUZII

Din cele expuse rezultă că se pot separa în Carpaţii Meridionali două arii de sedimentare care corespund din punct de vedere tectonic la două domenii diferite : domeniul getic şi domeniul danubian (autohton).

Din punct de vedere litologic şi stratigrafic se pot trage următoarele concluzii :

Triasicul, transgresiv şi discordant pe şisturile cristaline, nu este reprezentat decît în domeniul getic (zona Reşiţa).

Rheticul, constituit din conglomerate, nu este prezent decît în domeniul danubian (zona Svinița şi zona Presacina).

Liasicul este dezvoltat în facies de Gresten, cu intercalaţii de cărbuni şi de argile refractare în zona Reşiţa, fiind în general lipsit de faună marină. În zona Svinița (domeniul autohton) liasicul îmbracă fie faciesul de Gresten (liasic de tip Cozla), fie faciesul de Hierlatz (liasicul de tip Munteana).

Doggerul domeniului getic este în general în continuitate de sedimentare cu liasicul, dar pe alocuri poate fi transgresiv. El este dezvoltat într-un facies marnos în partea centrală a zonei Reşiţa şi într-un facies grezos marginal. Sub acest ultim facies el apare şi în zona Dognecea şi la Pui. În domeniul danubian predomină faciesul calcaros al doggerului.

Malmul celor două domenii îmbracă în partea vestică a Carpaţilor Meridionali (Banat) un facies de mare adîncă, în general calcaros, cu

trecere gradată la cretacicul inferior prin intermediul berriasianului. În partea de est a acestei unități faciesul este calcaros epicontinental (facies recifal) și în anumite cazuri încheie un ciclu de sedimentare.

În cretacicul inferior încă de la început se poate remarca, în cele două domenii, o diferențiere litologică importantă. În zona Reșița a domeniului getic faciesul vazos batial al jurasicului superior continuă pînă în barremian. Acest ultim etaj este transgresiv însă în această zonă și prezintă un facies recifal care se continuă de altfel și în apțian. Caracterul transgresiv al faciesului urgonian se face remarcat și în partea de nord-est a domeniului getic, la Pui și în domeniul danubian mai ales în zonele Cerna și Coșuștea. În zona Svinița faciesul batial al cretacicului inferior se continuă pînă la sfîrșitul barremianului. În pînza Severinului se observă în cretacicul inferior dezvoltarea faciesului de fliș (stratele de Azuga, stratele de Sinaia, stratele de Comarnic). Dezvoltarea acestui facies este determinată de primele mișcări ale orogenezei alpine care au influențat condițiile de sedimentare în zonele deja existente sau au determinat chiar apariția unor noi zone cu facies variat.

Începînd din cretacicul mediu se face remarcată și în partea vestică a Carpaților Meridionali (Banat și platoul Mehedinți) dezvoltarea faciesului de fliș. În domeniul getic se constată prezența unui facies flișoid al albianului numai în zona Reșița. În domeniul danubian caracterul de fliș al depozitelor devine dominant (flișul de Arjana) și se continuă și în cretacicul superior (flișul senonian din platoul Mehedinți). În partea de nord-est a Carpaților Meridionali (bazinul Hațegului, Poiana Ruscăi), ca și pe versantul sudic se dezvoltă, în depresiunile intramontane, în timpul cretacicului superior, probabil după paroxismul subhercinic, faciesuri de bazin cu apariția pe alocuri a faciesului de Gosau.

Manifestările magmatice din mezozoic sînt în legătură cu mișcările kimmerice și alpine. Primelor mișcări trebuie să le atribuim punerea în loc a picritelor și porfiritelor din liasicul superior și din doggerul zonei Reșița—Moldova-Nouă. În zona Svinița trebuie să semnalăm șisturi tufacee cu clorit în liasicul mediu. În zona Presacina erupțiile s-au manifestat prin apariția tufurilor vulcanice, a porfiritelor și diabazelor. Încă de la începutul orogenezei alpine se constată o activitate magmatică din ce în ce mai intensă pe măsură ce ne apropiem de paroxismul din cretacicul superior. Se remarcă, în legătură cu evoluția flișului pînzei Severinului, importante erupții de ofiolite în stratele de Azuga. În zona Arjana manifestările vulcanice care au început în liasic au continuat, se pare, pînă în cretacic. Ele își păstrează în general caracterul bazic (diabaze, porfirite).

În domeniul getic se pune în evidență o fază magmatică importantă în cretacic, atunci cînd are loc intruziunea banatitelor de-a lungul liniei tectonice Oravița. În acest moment au fost puse în loc corpurile intrusive de la Ocna-de-Fier, Dognecea, Sasca și Moldova-Nouă. În bazinul Rusca-Montană erupțiile de la sfîrșitul cretacicului trebuie să fie puse în legătură, în parte cel puțin, cu această fază banatitică.

Caracterul transgresiv al conglomeratelor werfeniene de la Sasca (zona Reșița), ca și caracterul lor discordant indică cu siguranță existența unor mișcări hercinice. Absența depozitelor triasice din domeniul danubian,

dezvoltarea lor slabă în domeniul getic (zona Reşiţa), fac să presupunem o lungă perioadă de exondare la sfîrşitul triasicului. Caracterul particular al cutelor formaţiunii triasice în raport cu formaţiunile imediat superioare, ca şi caracterul transgresiv al liasicului pe toată întinderea acestei subunităţi carpatice dovedesc efectul mişcărilor kimmerice vechi.

Apariţia faciesului recifal la sfîrşitul malmului în anumite sectoare ale Carpaţilor Meridionali, precum şi exondarea care a urmat tithonicului în alte regiuni (partea estică a Carpaţilor Meridionali) ne fac să presupunem că mişcările kimmerice noi s-au manifestat cel puţin sub un aspect oscilator. În cretacicul inferior se constată în Carpaţii Meridionali primele manifestări ale mişcărilor alpine. Instalarea flişului în pînza Severinului încă de la începutul cretacicului, instalarea faciesului recifal în barremian (urgonian) în anumite zone ale Carpaţilor Meridionali, caracterul net transgresiv (zona Reşiţa, zona Coşuştea, regiunea Pui) al formaţiunilor barremian-apţiene toate sînt dovezi în favoarea manifestării acestor mişcări.

Caracterul flişoid şi transgresiv al depozitelor albiene şi cenomaniene în Carpaţii Meridionali atestă caracterul şi mai pregnant pe care l-au căpătat mişcările alpine. Faza austrică a avut o importanţă cu totul particulară în embriotectonica din Carpaţii Meridionali.

În această comunicare ne-am preocupat în special de-a face cunoscute noi date privind stratigrafia mezozoicului, aşa încît tectonica nu a fost prezentată decît în trăsăturile ei generale.

Cristalinul peticului de acoperire Godeanu, acela de la Balta şi din pînza Severinului, ca şi poziţia şariată a depozitelor cretacicului inferior a acestei pînze dovedesc amploarea mişcărilor subhercinice şi laramice în această subunitate carpatică. Sfîrşitul cretacicului încheie o etapă importantă a evoluţiei generale a Carpaţilor Meridionali.

МЕЗОЗОЙ ЮЖНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

Мезозойские отложения Южных Карпат расчленяются авторами следующим образом:

Триас, альпийской фации, трансгрессивно и несогласно перекрывает кристаллические сланцы.

Трансгрессивно залегающий рэт представлен конгломератами, развитыми исключительно в Придунайской области. Лейас, распространенный на территории, как Придунайской, так и Гетской областях, представлен трансгрессивно залегающей герстенской фацией. Доггер представлен в гетской области главным образом мергелистой (зона Решицы) и песчанистой (Догнечя и Пуй) фациями, а в Придунайской области — известковистой фацией.

В западной части упомянутых областей мальм носит в основном характер болотно-известковистой фации с аммонитами и постепенными

переходами к берриасу, а затем нижнему мелу, а в восточной части Южных Карпат он представлен рифовой фацией. Это фациальное различие также ясно наблюдается и в меловых отложениях, развитых на территории обеих вышеупомянутых областей. Так, в Гетской области болотная фация распространена вплоть до трансгрессивно залегающего барема рифовой фации, продолжающейся также и в апте. Трансгрессивный характер ургонской фации отмечается с северо-восточной части, как Гетской (Пуй), так и Придунайской областях (район Черна и Кошуштя). В зоне Свиницы батиальная фация нижнего мела распространяется до конца баррема. В Северинском покрове нижний меловой представлен флишевой фацией (Азугские, Синайские и Комарникские слои). В западной части Южных Карпат флишевая фация начинает развиваться в среднем меловом — альбе (зона Решица). В Придунайской области преобладают отложения флишевого характера, распространяющиеся также и в верхнем меловом (флиш Аржана, сенонский флиш, плато Мехединци). В межгорных котловинах (Хацегский бассейн, Пояна Руска) северо-восточной части Южных Карпат, а также и на их южных склонах в период верхнего мелового отложились, вероятно, после субгерцинского пароксизма, фации водных бассейнов с местным развитием фации Госау.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Зона распространения мезозоя на территории Южных Карпат.

LE MÉSOZOÏQUE DES CARPATES MÉRIDIONALES

RÉSUMÉ

En ce qui concerne le Mésozoïque des Carpates méridionales, les auteurs relèvent les traits suivants :

Le Trias, à faciès alpin, est transgressif et discordant sur les schistes cristallins.

Le Rhétien, transgressif, est représenté par des conglomérats et n'est développé que dans le domaine danubien. Dans les deux domaines, le Lias est transgressif et se développe sous le faciès de Gresten. Le Dogger du domaine gétique est, généralement, à faciès marneux (zone de Reşiţa) ou gréseux (Dognecea et Pui). Dans le domaine danubien, le faciès calcaire prédomine.

Le Malm revêt en général, à la partie ouest des deux domaines, un faciès calcaire vaseux à Ammonites, qui, par l'intermédiaire du Berriasien, passe graduellement au Crétacé. Dans l'est des Carpates méridionales, le Malm a un faciès récifal. Pour ce qui est du Crétacé, on remarque, dès le début, une différenciation des faciès, dans les deux domaines. Dans le domaine gétique, le faciès vaseux se maintient jusque dans le Barrémien,

qui est transgressif et développé sous le faciès récifal ; ce dernier se maintient aussi dans l'Aptien. Le caractère transgressif du faciès urgonien se fait remarquer à la partie nord-est du domaine gétique aussi (à Pui), ainsi que dans le domaine danubien (dans les zones de Cerna et de Coşuştea). Dans la zone de Svinița, le faciès bathien du Crétacé inférieur continue jusqu'à la fin du Barrémien. Dans la nappe de Severin, du Crétacé inférieur, un faciès de Flysch se développe (Couches d'Azuga, de Sinaia et de Comarnic). A partir du Crétacé moyen, on remarque, dans l'ouest des Carpates méridionales, le développement du faciès de Flysch dans l'Albien (zone de Reşița). Dans le domaine danubien, le caractère de Flysch des dépôts devient dominant et se maintient aussi dans le Crétacé supérieur (Flysch d'Arjana, Flysch sénonien du plateau de Mehedinți). A la partie nord-est des Carpates méridionales (bassin du Haţeg, Poiana-Ruscă), ainsi que sur le versant sud, se sont développés, dans les dépressions d'entremont, au Crétacé supérieur — probablement après le paroxysme subhercynien —, des faciès de bassin avec, par endroits, un développement similaire à celui de Gosau.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Aires de Mésozoïque dans les Carpates méridionales.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., *Considérations tectoniques générales, résultant d'un nouvel examen de la coupe des Porțile de Fier (Vîrciorova)*. C. R. Inst. Géol. Roum., 1935, vol. XXII.
2. Codarcea Al. et Murgeanu G., *Sur la présence des Couches de Comarnic à Dîlboşița (Mehedinți)*. C.R. Acad. Sci. Roum., 1936, vol. I, nr. 3.
3. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1940, vol. XX.
4. Codarcea Al. şi Mercuş D., *Asupra vîrstei Stratelor de Nadanova*. Comunicările Acad. R.P.R., t. IX, nr. 8, 1959.
5. Gheorghiu C. şi Răileanu Gr., *Prezența Toarcianului în valea Sfîrdinului*. Anal. Univ. „C. I. Parhon", 1957, nr. 14.
6. Halaváts G., *Die östliche Umgebung von Resitza*. Jahrb. d.k.k. und geol. A.f., 1893, Budapesta, 1895.
7. Kudernatsch J., *Die Ammoniten von Swinitza*. Abhandl. der k.k. geol. R.A.f., 1852.
8. Macovei Gh. et Atanasiu I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*. Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, vol. XVI.
9. Mamulea A., *Studii geologice în regiunea Sînpetru-Pui (bazinul Haţegului)*. An. Com. geol., 1953, vol. XXV.
10. Mercuş D., *Asupra prezenței Urgonianului în regiunea Nadanova — Podişul Mehedinți*. Comunicările Acad. R.P.R., t. IX, nr. 9, 1959.
11. Murgoci G., *Sinteza geologică a Carpaților de sud*. Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1910, vol. I.
12. Mutihac V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reşița — Moldova Nouă (Banat)*. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1959.
13. Nopcsa Fr., *Dinosaurienreste aus Siebenbürgen*. Denkschr. Akad. Wissensch., 1899, vol. LXVIII.
14. Popescu Gr., *Notă asupra prezenței Senonianului superior la nord de Băile Olăneşti*. Comunicările Acad. R.P.R., t. II, nr. 11—12, 1952.

15. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Sviniţa—Faţa Mare.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, t. V, nr. 2, 1953.
16. Răileanu Gr., Năstăseanu S. şi Mutihac V., *Cercetări geologice în regiunea Anina—Doman.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, t. II, nr. 2, 1957.
17. Răileanu Gr., *Consideraţiuni generale asupra geologiei Banatului de vest.* Anal. rom.-sov., 1957, seria geologie-geografie, nr. 4.
18. Roth von Telegd, *Umgebung von Karassova und Teregova.* Erläuterung zur geol. Spezialkarte d. Länder d. ung. K. Budapest, 1906.
19. Schafarzik Fr., *Das Gebirge zwischen Mehadia und Herkules.* Földt. Közl., 1885, vol. XV.
20. Schreter Z., *Beiträge zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen krassoszörenyer Kalkgebirges.* Jahr. k.k. ung. geol. A.f., 1910.
21. Streckeisen A., *Sur la tectonique des Carpa'es Méridionales.* Ann. Inst. Géol. Roum., 1931, vol. XVI.
22. Tietze E., *Geologische und paläontologische Mitteilungen aus dem südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes.* Jahr. d.k.k. geol. R.A., 1872, vol. XXII.
23. Uhlig V., *Zur Kenntnis der Malm und Tithonstufe in der Umgebung von Steierdorf in Banat.* Verh. d.k.k. geol. R.A., 1881.
24. Voiteşti I.-P., *Contribuţiuni la studiul geologic şi paleontologic al regiunii Muscelelor dintre Dîmboviţa şi Olt.* An. Inst. geol. Rom., 1909, vol. II (1908).

ASUPRA CORELĂRII DEPOZITELOR MIO-PLIOCENE DIN BAZINUL TRANSILVANIEI PE BAZĂ DE MICROFAUNĂ

DE

A. VANCEA şi LARISA UNGUREANU

Comunicare prezentată la Simpozionul terţiarului din R.P.R., din 23—25 octombrie 1959

Lipsa aproape completă a datelor paleontologice, omogenitatea petrografică remarcabilă a tuturor formaţiunilor geologice care constituie bazinul Transilvaniei, reprezentate printr-o succesiune monotonă şi un volum stratigrafic impresionant, au prezentat mari dificultăţi la încercările de corelare în perioada iniţială de cercetări geologice.

Prin cercetările ulterioare de teren, avînd timp de 20 de ani sprijinul experienţei şi intuiţiei geologice a lui Ludovic Mrazec, s-a ajuns să se obţină unele orientări stratigrafice şi să se precizeze în cele mai mici amănunte diferitele forme tectonice din bazinul Transilvaniei.

Prin identificarea amănunţită a aparıţiilor diferitelor strate de tufuri, remarcabile prin aspectul lor petrografic, şi după un studiu stratigrafic detaliat s-a ajuns la descoperirea de strate de reper litologic de importanţă locală în fiecare regiune.

Urmărind aceste strate reper prin ogoare, viroage, pîraie, deschideri naturale, săpături de mînă şi prin stabilirea poziţiei topografice a tuturor acestor aflorimente, s-au putut calcula nu numai direcţia şi înclinarea reală a stratelor, dar — ceea ce era mai important — s-a precizat înfăţişarea fiecărui dom, determinîndu-se forma şi întinderea lui.

În felul acesta a fost determinată forma domului de la Şărmăşel cu ajutorul tufului de Şărmăşel, a domului Zaul-de-Cîmpie şi a domului Şincai cu ajutorul unor tufuri locale, a brachianticlinalului Sînger cu ajutorul tufului de Ghiriş, a domului Bogata de Mureş cu ajutorul unor strate de tufuri ceroase de la partea superioară a sarmaţianului, a domurilor Bazna şi Şaroş cu ajutorul tufului de Bazna, a domurilor Copşa-Mică şi Noul-Săsesc cu ajutorul calcarelor albe cu tuf de Ighiş.

Urmărirea acestor repere a condus apoi la separarea de limite geologice, de orizontări stratigrafice, în formaţiunile geologice atît de uniforme şi monotone din bazinul Transilvaniei.

Astfel, urmărirea tufului de Bazna a făcut posibilă determinarea limitei litologice dintre pliocen-miocen; prin urmărirea tufului de Ghiriş s-a determinat limita dintre sarmaţian-buglovian, iar cu ajutorul tufurilor de dezvoltare locală s-a putut întocmi coloana stratigrafică a formaţiunilor ce apar în regiune. Aceasta a dus apoi la aprecierea grosimii complexelor de strate, la fixarea amplasamentelor primelor sonde de explorare şi exploatare.

Intercalaţiile de tufuri locale prin aspectul şi grosimea lor variabilă nu pot fi urmărite pe mari întinderi şi pot fi uşor confundate între ele.

Dificultatea de a paraleliza unele strate litologice pe mari întinderi, a impus necesitatea utilizării datelor micropaleontologice în corelarea profilelor de sonde, rezultatele obţinute fiind de mare importanţă practică în geologia de şantier.

Studiul microorganismelor din probele de sonde, este întrebuinţat în mod curent încă din anul 1941 la orizontarea sedimentelor mio-pliocene din bazinul Transilvaniei, la determinarea vîrstei şi a limitelor geologice întîlnite în sondele de explorare care se sapă pentru gaz metan. La fel rezultatele obţinute sînt folosite la corelarea domurilor între ele cu ajutorul unor repere microfaunistice caracterizate prin prezenţa şi asociaţia unor anumite genuri.

Cercetările nu s-au mărginit numai la repartiţia microorganismelor în sarmaţian, între tufuul de Bazna şi tufuul de Ghiriş, ci şi în acoperişul pliocen, şi s-au extins în adîncime, stabilindu-se repartiţia pe verticală pînă la formaţiunea cu sare.

Materialul care a format obiectul cercetării micropaleontologice a fost destul de bogat la început, fiind recoltat din profilele geologice normale, obţinute prin carotaj mecanic continuu la sondele de explorare din cîmpurile: Tăuni, Copşa-Mică, Noul-Săsesc, Nadeş, Cetatea-de-Baltă, Bazna, Şaroş apoi mai redus, obţinut prin carotaje mecanice intermitente la sondele de prospecţiune adîncă săpate în alte regiuni.

Aşa se explică faptul că sîntem în posesia unor date mult mai concludente pentru secţiunile superioare ale profilelor din diferite cîmpuri şi mai sumare în secţiunile din adîncime.

Vom încerca totuşi să prezentăm o imagine cît mai apropiată de realitate şi cît mai completă a caracterelor microfaunistice a depozitelor mio-pliocene din bazinul Transilvaniei, începînd cu pliocenul.

PLIOCENUL

Ponţianul. În zona centrală a bazinului s-a studiat un număr de profile de sonde din cîmpurile: Tăuni, Şoroştin, Copşa-Mică, Noul-Săsesc, Nadeş, Filitelnic, Gănesti, Cornesti, Tiur, care toate au un acoperiş pliocen şi care au furnizat un bogat material de corelare pe bază de microfaună.

În cîmpul *Tăuni*, ponțianul are o grosime de numai 42 m, restul fiind erodat, constituit din marne vinete cu intercalații de marne albe calcaroase, echivalentul marnelor medii, cu următorul conținut microfaunistic :

Candona balcanica Zàl.
Candona labiata Zàl.
Candona acuminata Zàl.
Hemicythere sp.

În sonda de la *Gănești* situată pe sinclinalul nord-estic al domului Șaroș, grosimea ponțianului este de 250 m, fiind constituit din marne cu un conținut microfaunistic similar :

Candona balcanica Zàl.
Candona labiata Zàl.

La *Filitelnic*, ponțianul este dezvoltat pe o grosime de 135 m, constituit din marne vinete, compacte, cu :

Candona labiata Zàl.
Candona balcanica Zàl.
Hemicythere bucki Trieb.
fragmente de limnocardii

La *Nadeș* este dezvoltat pe o grosime de 120 m, constituit din marne cu alternanță de nisipuri, și conține :

Candona balcanica Zàl.
Candona marginella Trieb.

Grosimea depozitelor ponțiene variază, și ele se așternconcordant peste seria de depozite pliocene inferioare, sincrone cu etajul meoțian.

Aceasta este situația în cîmpurile din centrul cuvetei, pe o zonă delimitată de cîmpul Tăuni la vest și Filitelnic, Nadeș și Sîngeorgiu-de-Pădure la est.

Pentru cîmpurile limitrofe acestei zone nu posedăm date suficiente, din lipsă de material documentar.

În profilul normal, unde ponțianul stă concordant peste depozite sincrone cu meoțianul, limita între aceste două etaje a fost pusă pe baza mai multor considerente, ținînd seamă în special de cele de ordin litologic și cele de ordin microfaunistic.

Pentru depozitele pliocene inferioare, sincrone etajului *meoțian*, în care apele nu sînt chiar perfect dulci, găsim o microfaună caracteristică, alcătuită din cîteva exemplare care au supraviețuit din sarmațian ca :

Rotalia beccarii Linné
Elphidium crispum Linné
Nonion granosum d'Orb.

care sînt în dispariție, în asociație cu ostracode de tipul :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Hemicythere bucki Trieb.
Loxoconcha dichtium Trieb.
Leptocythere sp.

Nu lipsesc otolithele şi resturile de pești.

La partea superioară a acestor depozite se trasează limita prin dispariția genului *Cyprideis micropunctata*, precum şi a ultimelor elemente de apă salmastră, iar la partea inferioară prin dispariția totală a ostracodelor de tip pliocen.

Cuprins între aceste limite caracteristice, pliocenul inferior — sincron meoțianului — are grosimi variabile. Acolo unde este protejat la suprafață de ponțian şi stă concordant peste sarmațian, grosimile lui variază după cum urmează :

La *Tăuni*, dezvoltat pe o grosime de 140 m, constituit din marne cu intercalații de nisipuri fine, pe alocuri mai grosiere, cu următoarele microfosile :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globotruncana arca Cushman
Rotalia beccarii Linné
Elphidium rugosum d'Orb.
Nonion granosum d'Orb.
Triloculina consobrina d'Orb.
Triloculina inflata d'Orb.
Leptocythere sp.
Loxoconcha dichtium Trieb.

În sonda de la *Gănești*, pliocenul inferior are o grosime de 150 m, caracterizat de formele :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Globotruncana arca Cushman
Globigerina bulloides d'Orb.
Ammodiscus sp.
Elphidium crispum Linné

La *Filitelnic* are o grosime mai mare de 380 m, caracterizat prin formele :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Candona balcanica Zàl.
Candona labiata Zàl.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globotruncana arca Cushman
Hemicythere bucki Trieb.
Haplophragmoides coronatus Brady
Loxoconcha dichtium Trieb.
Leptocythere sp.
otolite, dinți, de pești
Dosinia maeotica Andrussov

La *Nadeș*, cu o grosime de 340 m, constituit din alternanțe de marne nisipoase și nisipuri, cu următorul conținut microfaunistic :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Haplophragmoides coronatus Brady
Globotruncana arca Cushman

La *Sîngeorgiu-de-Pădure*, depozitele sincrone meoțianului au o grosime de 295 m, constituite fiind din marne nisipoase în alternanță cu nisipuri fine. Ele conțin :

Globotruncana arca Cushman
concrețiuni morulare de pirită
sferule cosmice

La *Miercurea-Niraj*, cu o grosime de 260 m, avînd prezente formele :

Globotruncana arca Cushman
Candona balcanica Zàl.
Nonion granosum d'Orb.
Leptocythere sp.
Cornuspira involvens Reuss

În cîmpurile unde cuvertura ponțiană este în parte erodată, iar depozitele care corespund meoțianului se află la zi, acestea prezintă următoarele grosimi și caracteristici :

În domul *Copșa-Mică*, o grosime de 195 m cu formele :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Rotalia beccarii Linné
Candona balcanica Zàl.
Candona labiata Zàl.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globotruncana arca Cushman
Haplophragmoides canariensis d'Orb.
otolite

În domul *Noul-Săsesc*, grosimea de 202 m este dată de alternanțe dese de marne nisipoase, cu nisipuri și rare intercalații de marne albe calcaroase. Aceste strate au un conținut microfaunistic caracterizat prin :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Candona labiata Zàl.
Candona balcanica Zàl.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globotruncana arca Cushman
Rotalia beccarii Linné
Ammodiscus incertus d'Orb.
Nonion granosum d'Orb.
Leptocythere sp.
Loxoconcha sp.
Elphidium crispum Linné

La *Botorca*, un pachet de strate pliocen inferioare la suprafață, pe grosime de 72 m, cu :

Cyprideis micropunctata Trieb.
Rotalia beccarii Linné
otolite

Pe baza profilelor pliocene studiate s-a putut trage concluzia că sedimentele din centrul cuvetei, corespunzătoare etajelor meoțian și ponțian, se află în raporturi de perfectă concordanță atît litologică, cît și microfaunistică.

Urmărind cu atenție grosimile pe care le prezintă aceste două etaje, putem trage concluzia că zona de maximă adîncire în timpul sedimentării meoțianului a fost pe linia domurilor Nadeș — Filitelnic, unde atinge 340—400 m grosime, apoi linia imediat exterioară spre est Sîngiorgiul-de-Pădure — Miercurea-Niraj cu depozite groase de 260—300 m

O altă concluzie ce putem trage pe baza datelor de transgresivitate obținute din profilele sondelor Tiur, Păuca — Presaca, Ilimbav etc., unde ponțianul transgredează peste buglovian și tortonian, este de ordin paleogeografic.

La sfîrșitul sarmațianului, mișcarea de ridicare a Carpaților începută la sfîrșitul mediteraneanului este așa de puternică, încît exondează părțile de sud, sud-vest și sud-est ale bazinului Transilvaniei astfel, încît apele fostei mări sarmațiene se reduc simțitor ca suprafață. Limitele acestui lac rămas în centrul cuvetei ar corespunde la nord cu linia de demarcație a actualelor rîuri Mureș și Tîrnava Mică, la est și nord-est cu zona domurilor de gaz de la Miercurea, Ghinești, Sîngeorgiul-de-Pădure, Nadeș, iar la sud de linia domurilor Noul-Săsesc, Copșa-Mică, Tăuni.

Acest lac forma și cîteva golfuri în care s-au depus sedimente pliocene (Roșia-Păuca).

În timpul depunerii sedimentelor meotice în centrul cuvetei, zona limitrofă era supusă unei denudări puternice care a erodat sarmațianul pînă la buglovian.

La începutul ponțianului, cînd s-a produs invazia apelor ponțiene cuprinzînd și aceste regiuni, sedimentele depuse se prezintă cu un caracter evident discordant, transgresiv peste cele de vîrstă bugloviană.

Înainte de a trece la miocen, și anume la etajul imediat următor, cel sarmațian, vom lămuri problema tufului de Bazna, care este considerat ca limită litologică între pliocen-miocen, fixînd poziția lui față de limita micropaleontologică.

Tuful de Bazna, ca și tuful de Ghiriș sau cel de Hădăreni, a fost luat ca limită litologică în perioada cînd datele geologice de care dispuneam nu erau suficiente pentru a corela cîmpuri sau regiuni întregi între ele.

De la început s-a afirmat că tuful de Bazna reprezintă o limită litologică arbitrară și ea a adus prețioase date tectonice în ceea ce privește delimitarea cîmpurilor de gaze, fiind un strat-reper caracteristic.

Tuful de Bazna, împreună cu zona marnelor foioase, a putut lămuri tectonica domurilor Şaroş, Bazna, Cetatea (unde este dezvoltat) şi el se situează spre baza complexului marnos pliocenic cu circa 150—200 m mai sus decît limita microfaunistică reală.

MIOCENUL

Sarmaţianul. Sub limita inferioară a pliocenului, descrisă mai sus, se desfăşoară seria depozitelor sarmaţiene, constituite din marne cenuşii cu intercalaţii de nisipuri, marne nisipoase şi gresii.

Nisipurile şi gresiile pot fi mai tare sau mai slab cimentate, mai fine sau mai grosiere, dispuse în bancuri care depăşesc zeci de metri grosime.

Faţă de limitele sale vechi, cu tuful de Bazna la partea superioară şi cu tuful de Ghiriş la cea inferioară, sarmaţianul s-a dovedit astăzi dezvoltat între limita microfaunistică de la baza pliocenului — pentru partea sa superioară — şi zona cu *Anomalina grosserugosa* Gümb. din jurul tufului de Ghiriş pentru partea inferioară.

Din punct de vedere microfaunistic, depozitele sarmaţianului sînt caracterizate printr-un conţinut sărac în genuri şi specii, însă cu bune forme conducătoare.

Partea superioară a profilului este caracterizată de prezenţa a două pînă la trei orizonturi microfaunistice conducătoare, bogate în *Miliolidae.*

Primul orizont este gros de circa 12 m, caracterizat de genurile :

Triloculina oblonga d'Orb.
Quinqueloculina laevigata d'Orb.

în asociaţie cu rare exemplare de :

Nonion granosum d'Orb.

Al doilea orizont este gros de circa 5 m şi foarte bogat în exemplare de :

Triloculina oblonga d'Orb.
Quinqueloculina laevigata d'Orb.
Articulina sarmatica d'Orb.
otolite

rare exemplare de *Elphidium* şi *Nonion granosum* d'Orb.

Aceste orizonturi cu *Miliolidae* au putut fi urmărite în profilele următoarelor sonde :

Sonda nr. 5 *Copşa-Mică* :

I...la 270 m
II...la 305 m
III...la 363 m

Sonda nr. 1 *Botorca* :

I...la 147 m
II...la 253 m

Sonda nr. 15 *Şaroş* :

I...la 86 m
II...la 221 m

Sonda nr. 1 *Noul-Săsesc* :

I...la 170 m
II...la 215 m
III...la 350 m

Sonda nr. 2 *Nadeş*:

I...la 558 m
II...la 692 m
III...la 725 m

Sonda nr. 15 *Bogata*:

I...la 150 m
II...la 300 m
III...la 460 m

Sonda nr. 15 *Sîngeorgiul-de-Pădure*:

I...la 899 m
II...la 959 m

Depozitele sarmaţiene sînt caracterizate pe toată grosimea lor de forme de apă salmastră, cu următoarele genuri şi specii:

Nonion granosum d'Orb.
Rotalia beccarii Linné
Globigerina bulloides d'Orb.
Globotruncana arca Cushman
Elphidium crispum Linné
Ostracodae

Zona cu *Anomalina grosserugosa* Gümb., de la limita inferioară, care face trecerea la buglovian, caracterizează nivelul tufului de Ghiriş şi este clar pusă în evidenţă de o micro- şi mezofaună caracteristică. Ea începe aproximativ la 40—50 m deasupra tufului de Ghiriş şi se continuă cam la aceeaşi adîncime şi sub el.

Formele care o caracterizează sînt:

Anomalina grosserugosa Gümb.
Anomalina simplex d'Orb.
Articulina sarmatica d'Orb.
Triloculina oblonga d'Orb.
gasteropode mici piritizate
syndesmii şi ervilii
otolite

Acest orizont conducător a putut fi urmărit în profilurile celor mai multe sonde, ca de exemplu:

Sonda nr. 1 *Gănești*, la 1760 m, cu:

gasteropode mici piritizate
Anomalina grosserugosa Gümb.

Sonda nr. 15 *Bogata-de-Mureş*, la adîncimea de 1100 m, cu:

Anomalina grosserugosa Gümb.
syndesmii piritizate
gasteropode mici piritizate.

Acelaşi lucru şi în sonda nr. 14 *Bogata*, la adîncimea de 1000 m.

Sonda nr. 15 *Şaroş*, la 780 m, cu:

gasteropode mici piritizate
otolite
Miliolidae

Sonda nr. 35 *Bazna*, la 850 m, cu:

gasteropode mici piritizate
Anomalina grosserugosa Gümb.
Cibicides lobatulus W.a.J.
Globigerina bulloides d'Orb.

Sonda nr. 30 *Bazna*, la 908 m, cu:

Anomalina grosserugosa Gümb.
syndesmii piritizate
gasteropode mici piritizate
Miliolidae
Globigerina bulloides d'Orb.

Sonda nr. 1 *Proştea-Mare*, la 1300 m, cu:

gasteropode mici piritizate
Globigerina bulloides d'Orb.
Orbulina universa d'Orb.
Articulina sarmatica d'Orb.
Miliolidae

Sonda nr. 2 *Cetatea-de-Baltă*, la 700 m, cu :

gasteropode mici piritizate
Globigerina bulloides d'Orb.
Globorotalia sp.

Sonda nr. 1 *Chedea-Mare*, la 809 m, cu :

Anomalina grosserugosa Gümb.
Quinqueloculina laevigata d'Orb.

Sonda nr. 1 *Şoimuş*, la 1237 m, cu :

Anomalina grosserugosa Gümb.

Sonda nr.2 *Corunca*, la 1200 m, cu :

Anomalina grosserugosa Gümb.
Haplophragmoides canariensis d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.

Sonda nr. 4 *Teleac*, la 1205 m, cu :

gasteropode derulate

Acest orizont reper a fost de mare folos în paralelizarea profilelor din diferite puncte, precum şi a deschiderilor naturale, în care, de multe ori, tufurile — schimbînd faciesul — se confundau.

Cu ajutorul acestui strat caracteristic s-au putut identifica tufurile din sondele de la Noul-Săsesc cu cel de la Şaroş, Zaul, Pogăceaua, Cetatea-de-Baltă sau echivalentul acestora la Hădăreni, la Papiu Ilarian, Şeica-Mare, Viişoara, Petrisat etc.

Urmînd scara stratigrafică în ordinea de sus în jos, trecem să analizăm etajul imediat următor, cel buglovian.

Buglovian. Într-o stratificaţie concordantă, în centrul cuvetei, buglovianul se desfăşoară sub un facies similar celui sarmaţian, fiind format din alternanţe de marne, nisipuri şi gresii.

Din punct de vedere microfaunistic, buglovianul este cuprins, la partea superioară, între zona cu *Anomalina grosserugosa* Gümb. şi, la partea inferioară, orizontul marnelor cu *Spirialis.*

Buglovianul este caracterizat din punct de vedere microfaunistic de asociaţia următoarelor forme :

La *Copşa-Mică*:

Globigerina triloba Reuss
Globigerina bulloides d'Orb.
Orbulina universa d'Orb.
Trochammina inflata Montagu
Cibicides sp.
Nodosaria sp.

La *Puini* :

Elphidium reginum d'Orb.
Elphidium macellum F.a.M.
Elphidium hauerinum Cush.
Elphidium rugosum d'Orb.
Elphidium fichtelianum d'Orb.
Elphidium angulatum Egger
Elphidium striatopunctatum F.a.M.
Rotalia beccarii Linné
Bulimina aculeata d'Orb.
Pullenia quinqueloba Reuss
Crisia edwarsii Reuss
Nonion commune d'Orb.

La *Cristur* :

Elphidium crispum Linné
Elphidium macellum F.a.M.
Nonion commune d'Orb.
Rotalia beccarii Linné
Artrculina sarmatica d'Orb.
Miliolidae frecvente
otoliţi ca :
Solea aproximata
Otolithus macruridarum
Otolithus acuminatum
Clupea sardinites
Otolithus macrurus rumanus

La *Dealul Frumos* :

Elphidium crispum Linné
Elphidium macellum F.a.M.
Elphidium striatopunctatum F.a.M.
Elphidium reginum d'Orb.
Elphidium imperatrix d'Orb.
Elphidium hauerinum Cush.
Rotalia beccarii Linné

Triloculina circularis Bornemann
Triloculina oblonga Montagu
Quinqueloculina mariae d'Orb.
Cornuspira involvens Reuss
Cytherina mülleri Motr.
Cythereis sarmatica Zàl.
otoliţi :
Callonymus primus
Macrurus rhombicus

La *Gănești* :

Globigerina triloba Reuss
Globigerina bulloides d'Orb.
ostracode
concreţiuni de pirită

La *Daia* :

Elphidium reginum d'Orb.
Elphidium striatopunctatum F.a.M.
Elphidium aculleatum d'Orb.
Rotalia beccarii Linné
Triloculina oblonga Montagu
Quinqueloculina laevigata d'Orb.
Crisia edwarsii Reuss
Uwigerina sp.
Planulina sp.

La *Bogata-de-Mureş* :

Elphidium aculleatum d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina triloba Reuss
Globorotalia sp.
Globotruncana arca Cushman
Haplophragmoides sp.
Articulina sarmatica d'Orb.

La *Cornești* :

Elphidium crispum Linné
Elphidium macellum F.a.M.
Nonion umbilicatulum Montagu
Cibicides sp. şi
Rotalia beccarii frecvente ; mai rare :
Pullenia quinqueloba Reuss
Polymorphina oblonga d'Orb.
Gyroidina soldanii d'Orb.
Peneroplis, Dendritina, Asterigerina sp.
Orbulina universa d'Orb.

La *Tăuni* :

Triloculina consobrina d'Orb.
Elphidium aculleatum d'Orb.
Elphidium striatopunctatum F.a.M.
Elphidium macellum F.a.M.
Elphidium angulatum Egger
Crisia eburnea şi *fistulosa*
Cythereis perangusta Zàl.
Orbulina universa d'Orb.
Elphidium advenum d'Orb.
Cythereis sarmatica Zàl.
Cythereis entzi Zàl.
Nonion granosum d'Orb.
Rotalia beccarii Linné

Reiese clar că buglovianul se menţine sub aceeaşi formulă microfaunistică, doar cu mici variaţii.

Limita inferioară a buglovianului este trasată în general la apariţia marnelor cu *Spirialis*, în cazul cînd acestea conţin pe *Spirialis subtarchanensis* Zhizhcenko, fiindcă sînt specii de *Spirialis* şi în buglovian.

Marnele cu *Spirialis* conţin în general forme de globigerine tipic tortoniene cu cochilia transparentă, fină, de multe ori mineralizată, la fel ca şi exemplarele de *Spirialis*, apoi rare exemple de *Bulimina*, *Hyperammina* etc.

Orizontul marnelor cu *Spirialis* a fost întîlnit în multe din forajele mai adînci şi el se situează la circa 500 m mai jos faţă de reperul caracteristic din diagramele de carotaj electric dat de tuful de Hădăreni.

Citǎm cîteva exemple :

La *Bogata-de-Mureş*, în sonda nr. 14, reperul tufului de Hădăreni a fost întîlnit la 1296 m, iar limita microfaunistică buglovian-tortonian la 1790 m, cu 494 m mai jos, caracterizată fiind de genul *Hyperammina* (facies marnos).

La *Proștea-Mare*, reperul tufului de Hădăreni se află la 1540 m, limita microfaunistică buglovian-tortonian la circa 2000 m (cu 460 m mai jos), avînd formele caracteristice :

Orbulina universa d'Orb.
Candorbulina universa Jedlitschka
Spirialis subtarchanensis Zhz.
Hyperamina elongata Brady
concreţiuni de pirită
Globigerina bulloides d'Orb.

La *Copșa-Mică*, reperul tufului de Hădăreni se află la 1200 m, iar limita buglovian-tortonian la 1780 m, la interval de 580 m.

La *Șaroș*, reperul tufului de Hădăreni se află la 1020 m, limita B/T la 1480 m, la un interval de 460 m și este caracterizat de :

Spirialis subtarchanensis Zhz. piritizat
ostracode

La *Noul-Săsesc*, tuful de Hădăreni a fost întîlnit la 1334 m, iar limita B/T la 1850 m, adică la interval de 516 m, cu :

Spirialis subtarchanensis Zhz. piritizat
globigerine tortoniene
plante piritizate

Exemple din acestea, în special pentru centrul cuvetei unde se mențin și reperele litologice, respectiv electrice, ale tufurilor de Ghiriș și Hădăreni, sînt multe.

Tortonian. A fost traversat complet în cîteva sonde pînă la tuful de Dej și a fost studiat la fel și din probele recoltate de pe teren.

Ne vom ocupa mai mult de tortonianul pînă la formațiunea cu sare, pentru care posedăm rezultate mai multe.

În general, tortonianul din centrul cuvetei se prezintă sub un facies marin de adîncime, constituit fiind în majoritate din marne vinete negricioase, compacte, concoidale sau foioase, ușor alterabile, avînd intercalații de nisipuri destul de puțin permeabile, adică cimentate pînă la gresii dure.

Toată această succesiune de sedimente prezintă aceeași caracteristică pronunțată, conținutul mare în sare.

Complexul de strate tortoniene, cuprins între limita superioară și formațiunea cu sare, variază ca grosime în centrul cuvetei, la fel ca și însăși grosimea sării.

Enumerăm, în sprijinul acestei constatări, cîteva exemple :

La *Noul-Săsesc*, limita B/T a fost întîlnită la 1850 m, iar limita superioară a sării la 2438 m. Rezultă o grosime de 588 m pentru complexul de strate tortoniene cuprins între ele.

La *Proștea-Mare*, limita B/T a fost întîlnită la circa 2000 m, iar sarea la 2220 m. Rezultă un complex de strate tortoniene de 220 m grosime.

La *Petrilaca*, limita B/T la circa 1830 m, iar limita superioară a sării la 2262 m, rezultă că complexul de strate tortoniene de deasupra sării are o grosime de 432 m.

La *Cornești*, limita B/T la circa 2000 m, iar limita sării la 2510 m. Complexul de strate de deasupra sării are o grosime de 510 m.

La *Tăuni*, limita B/T la 1600 m, iar limita superioară a sării la 1730 m. Marnele tortoniene au o grosime de 130 m.

La *Copşa-Mică*, limita B/T la 1780 m, iar limita superioară a sării la 1990 m, rezultă pentru complexul despărţitor o grosime de 210 m.

La *Bratei*, limita B/T este la 2875 m, iar a sării la 3056 m, rezultă o grosime de strate tortoniene, deasupra sării, de 181 m.

La *Păuca-Presaca*, limita B/T la 400 m, iar limita superioară a sării la 668 m. Rezultă un complex de marne de 268 m.

Dintr-o sumară comparaţie a grosimii complexului de marne tortoniene de deasupra sării, se poate ajunge la concluzia că grosimea acestuia variază în regiunea domurilor de la Copşa-Mică, Bazna, Şaroş, unde complexul marnos are o grosime medie de 200 m, la 130 m cît are în sectorul vestic, adică mult mai subţiat, în timp ce în părţile estică, sud-estică şi nord-vestică, grosimea complexului marnos creşte pînă la 432—510—588 m.

Complexul de marne tortoniene care se află deasupra sării este caracterizat, din punct de vedere microfaunistic, de prezenţa următoarelor forme :

La *Tăuni:*

Glandulina laevigata d'Orb.
Bulimina aculeata d'Orb.
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina triloba Reuss
Eponides heidingeri d'Orb.

La *Păuca-Roşia:*

Globigerina triloba Reuss
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina concinna Reuss
Globigerinella aequilateralis Brady
Orbulina universa d'Orb.
Elphidium macellum F.a.M.
radiolari pirităţi
Triloculina defformis

Aceasta este zona marnelor cu globigerine de deasupra sării.

La *Puini*, de la 800—1050 m, marnele cu *Spirialis* şi *Hyperammina*, iar de la 1050—1266 m, marnele cu *Globigerina.*

La *Proştea-Mare* de la 2000—2220 m, zona marnelor cu *Spirialis* avînd prezente formele :

Orbulina universa d'Orb.
Candorbulina universa Jedl.
Globigerina bulloides d'Orb.
Spirialis subtarchanensis Zhz., piritizat
Hyperammina sp.
concreţiuni de pirită

La *Tiur*, marnele de deasupra stratului de gips, de la 223—233 m, conţin :

Spirialis subtarchanensis Zhz., piritizat
Globigerina bulloides d'Orb.
Orbulina universa d'Orb.
Glandulina laevigata d'Orb.
radiolari

Aceasta este zona marnelor cu *Spirialis* și identică în conținut cu marnele roșiatice și nisipoase de sub stratul de gips. La Tiur, gipsurile apar ca o notă aparte în stratigrafia generală a tortonianului din centrul cuvetei.

La *Noul-Săsesc*, sînt prezente formele :

Globigerina bulloides d'Orb.
Spirialis subtarchanensis Zhz.
resturi de plante piritizate
Hyperammina elongata Brady
Orbulina universa d'Orb.
radiolari piritizați

Este zona marnelor cu *Spirialis*.

În concluzie. Rezultatele micropaleontologice obținute prin studiul detaliat al probelor de pe teren și din sonde a servit cu succes la lămurirea diferitelor probleme de ordin stratigrafic și tectonic din bazin după cum urmează :

În geologia de suprafață :

— corelarea generală a formațiunilor din diferite regiuni cartate sau cercetate ;

— s-au stabilit subdiviziuni stratigrafice în succesiunea monotonă a sedimentarului bazinului Transilvaniei ;

— s-a făcut o calculare și apreciere justă a grosimilor stratigrafice ;

— s-au stabilit o serie de discontinuități erozionale ;

— s-a putut face o paralelizare între diferitele faciesuri sub care se prezintă depozitele mio-pliocene din bazin.

În geologia de adîncime :

— s-a stabilit vîrsta formațiunilor străbătute prin foraje ;

— s-a stabilit limitele formațiunilor străbătute ;

— s-au putut trage concluzii asupra situației paleogeografice și tectonice a regiunii pe baza grosimii depozitelor fiecărei formațiuni și a întinderii lor pe orizontală ;

— s-a lămurit caracterul transgresiv al unor formațiuni ;

— s-au făcut corelări între sondele din același cîmp, precum și între diferite cîmpuri.

О КОРРЕЛЯЦИИ МИО-ПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРАНСИЛЬВАНСКОГО БАССЕЙНА НА ОСНОВЕ МИКРОФАУНЫ

РЕЗЮМЕ

Авторы дают детальное микропалеонтологическое исследование образцов пород и керна для корреляции различных формаций и стратиграфического расчленения разреза монотонных осадочных отложений Трансильванского бассейна. В результате исследования керна установ-

лено наличие стратиграфических пробелов, обусловленных эрозионным размывом, и получены новые палеогеографические данные. Кроме этого, на основе определенной микрофауны авторам удалось внести некоторые возрастные уточнения в формации Трансильванского бассейна.

CORRÉLATION ENTRE LES DÉPÔTS MIO-PLIOCÈNES DU BASSIN TRANSYLVAIN, FONDÉE SUR LA MICROFAUNE

RÉSUMÉ

Les auteurs ont entrepris l'étude micropaléontologique détaillée des échantillons, recueillis en surface et par des sondages, ayant servi à établir une corrélation entre les formations et à distinguer des subdivisions stratigraphiques dans la succession monotone des dépôts sédimentaires du bassin transylvain. L'analyse des carottes prélevées des forages a permis de séparer certaines discontinuités érosionnelles et d'établir la paléogéographie de la région étudiée. D'autre part, sur la base de la microfaune déterminée, les auteurs apportent quelques précisions sur l'âge des formations du bassin transylvain.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNEI DE RUDIȘTI DIN SENONIANUL MUNȚILOR APUSENI

DE

DENISA LUPU și M. LUPU

Comunicare prezentată de academician G. Murgeanu în ședința din 26 aprilie 1960

Deși în stratigrafia formațiunilor cretacice superioare din Munții Apuseni, faunei de rudiști i s-a acordat atenția cuvenită, aceasta nu a format totuși pînă în prezent obiectul unui inventar.

Prezenta lucrare are ca obiect trecerea în revistă a unor forme de rudiști din formațiunea de Gosau a Munților Apuseni, precum și concluziile stratigrafice ce decurg din studiul lor (fig.61).

Prin aceasta, nu considerăm studiul acestei faune ca epuizat, ci constituind doar un început, într-un domeniu în care, credem că inventarul paleontologic al țării noastre este puțin avansat.

O parte din materialele ce constituie obiectul comunicării ne-au fost remise spre studiu de către prof. M. P a u c ă pentru Zalău, F. M a r i n e s c u pentru Valea Neagră — bazinul Borodului, I. H a n o m o l o pentru Gilău și V. P a p i u pentru Conop — Munții Drocea.

În afară de aceasta au fost colectate de către autori forme din bazinul Borodului, inclusiv Valea Neagră, de la Gilău, din bazinul Arieșului, din regiunea Bulzești și, în urma indicațiilor date de V. P a p i u, de la Mustești în bazinul Crișului Alb [1]).

Nu este intenția noastră de a face un istoric al tuturor formelor de rudiști citate de către diverși autori pe teritoriul Munților Apuseni, ci vom aminti pe scurt cîteva momente mai importante.

În bazinul Borodului, W o l f citează în 1863, la Cornițel, formele : *Radiolites pailletana* d'Orb., *Hippurites toucasiana* d'Orb., *H. cornuvaccinum* Bronn., împreună cu o numeroasă faună de lamellibranhiate și gasteropode. După părerea acestui autor vîrsta formațiunilor este turo-

[1]) Tuturor celor care ne-au pus la dispoziție materialele pentru studiu le aducem mulțumirile noastre.

Exprimăm de asemenea mulțumiri lui D. P a t r u l i u s pentru inițierea în studiul rudiștilor.

niană, el stabilind cu această ocazie pentru prima dată analogia cu formaţiunea de Gosau din Alpii orientali.

În continuare, alţi cercetători completează lista de faună cretacic superioară, citînd forme de rudişti care aparţin genurilor *Hippurites*, *Vaccinites*, *Pironaea*, *Radiolites*, *Praeradiolites*, *Biradiolites*, *Sauvagesia* şi *Durania*.

Formele nu sînt însă nicăieri figurate, o parte din ele intră în sinonimii, astfel încît asupra exactităţii încadrării lor la genurile şi speciile respective există o oarecare incertitudine.

Aproape toţi autorii mai vechi admit apartenenţa rudiştilor pe care i-au identificat la turonian şi senonian inferior.

Excepţie face M a t y a s o v s k i care acordă formaţiunii cu rudişti vîrsta maastrichtiană.

În anul 1942, H a y n o s R e s z ö studiază reciful de la Valea Neagră, atribuindu-i de asemenea vîrsta maastrichtiană.

În bazinul Arieşului sînt cunoscute formele *Vaccinites sulcatus* Defr. şi *V. gosaviensis* Douv., citate de către P á l f y şi L ó c z y jun. la Sohodol.

Concluziile de ordin stratigrafic la care ajung cei doi autori sînt însă diferite. În timp ce P á l f y atribuie bazei formaţiunilor cretacic superioare, vîrsta turonian superioară, L ó c z y jun. le consideră santonian superioare.

În Munţii Drocea este cunoscută de mult timp fauna de la Conop. Amintim faptul că P e t h ö enumeră în 1885 o faună, din care reţinem: *Vaccinites cornuvaccinum* Bronn., *V. oppeli* Douv., *Hippurites exaratus* Zitt., *H. colliciatus* Woodw., *H. organisans* Zitt. Baza cretacicului superior este considerată şi aici ca aparţinînd turonianului superior.

Ulterior, cercetătorii romîni prof. G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u, precum şi M. I l i e au admis în mod unanim existenţa turonianului superior şi a coniacianului în facies de Gosau în Munţii Apuseni.

Această concepţie a fost întărită şi de studiul lui H. W e i g e l din anul 1937, asupra bazinului Gosau, în care autorul consideră baza neocretacicului ca aparţinînd turonianului superior.

O părere nouă este emisă în studiile lui B r i n k m a n, asupra bazinului Gosau, care susţine existenţa doar a senonianului.

În 1947, apare la Viena lucrarea lui O. K ü h n asupra stratigrafiei şi tectonicii bazinului Gosau. În această lucrare rudiştilor le este acordată o importanţă hotărîtoare în stabilirea vîrstei formaţiunilor, autorul ajungînd, ca şi B r i n k m a n, la concluzia că la Gosau baza cretacicului superior este reprezentată prin senonian. După părerea lui K ü h n transgresiunea cretacicului superior nu începe în toate punctele în acelaşi timp (cu acelaşi nivel), astfel încît baza ei o poate constitui fie coniacianul, fie santonianul.

K ü h n consideră că existenţa turonianului a fost afirmată pe baza unei erori pornite iniţial de la F e l i x şi continuată de D o u v i l l é şi W e i g e l. Aceştia considerau forma *Vaccinites gosaviensis* Douv., drept turonian superioară, comiţînd de asemenea erori de natură geometrică în ceea ce priveşte poziţia stratelor.

La noi în țară a apărut, în 1955, lucrarea lui R. Givulescu asupra cretacicului superior din bazinul Borodului. Acest autor recunoaște existența în regiune a celor trei nivele cu hippuriți de la Gosau, reprezentînd coniacianul superior, santonianul inferior și santonianul superior.

În coloana stratigrafică sintetică, R. Givulescu plasează recifii cu rudiști la nivelul santonian superior-campanian inferior nefigurînd nici un recif în coniacian sau santonian inferior.

În bazinul văii Iara, E. Saulea citează, în 1955, formele *Vaccinites inaequicostatus* Münst. și *V. sulcatus* Defr., determinate de către D. Patrulius.

Într-o lucrare recentă V. Moisescu descrie cîteva forme de rudiști din bazinul Iarăi (*Vaccinites sulcatus* Defr., *V. inaequicostatus* Münst.) pe baza cărora ajunge la concluzia existenței santonianului superior și a campanianului inferior.

D. Patrulius într-o comunicare recentă discută pe larg mișcările subhercinice de pe teritoriul țării noastre, precum și faciesul de Gosau din Munții Pădurea Craiului. Fauna bogată de rudiști reprezentată prin forme ca : *Vaccinites sulcatus* Defr., *Hippurites exaratus* Zitt. *H. nabresinensis* Futterer, *Vaccinites archiaci* Mun. Chalm., *V. oppeli* Douv., *V. gosaviensis* Douv., *Praeradiolites toucasianus* (d'Orb.) Touc., îi permite autorului citat repartizarea depozitelor respective la nivelul santonian inferior-campanian inferior.

Din reciful de la Valea Neagră — Borod, F. Marinescu a cules unele forme de rudiști pe care D. Patrulius și unul dintre noi le-au determinat ca fiind *Vaccinites archiaci* Mun.Chalm., *V. sulcatus* Defr., *Hippurites nabresinensis* Futterer, forme care atestă vîrsta santonian superioară-campanian inferioară a recifului.

Într-o comunicare prezentată în 1956 am enumerat unele forme de hippuriți (*V. gosaviensis*, *V. oppeli*, *H. colliciatus*) din bazinul superior al văii Arieșului de la Vidra și Sohodol, forme care denotă de asemenea vîrsta santonian superioară-campanian inferioară a acestor depozite.

STRATIGRAFIA FORMAȚIUNILOR SENONIENE

Pentru a încadra mai bine nivelele la care apar formele de rudiști pe teritoriul Munților Apuseni, vom face o succintă trecere în revistă a stratigrafiei formațiunilor senoniene din această regiune.

În bazinul Borodului — pe care am avut prilejul să-l cercetăm în anul 1956 — cretacicul superior începe cu senonianul. Acesta se dezvoltă în cîteva bazine mici, în care succesiunea litologică suferă variații notabile, caracteristice mediului de sedimentare foarte variat existent în regiunea litorală.

Variațiile de facies din diferitele bazine constituie o dificultate în orizontarea și paralelizarea depozitelor.

Schematic se pot deosebi trei entități litologice suprapuse :

— un orizont inferior alcătuit din depozite lacustre și pe alocuri marine (calcare bituminoase cu *Chara*, depozite cărbunoase, gresii, marne) care apare sporadic și are grosimi reduse;

— un nivel mediu cu depozite marnoase (care în unele din cazuri se aşază pe fundamentul paleozoic), grezoase nisipoase, cu o faună de *Acteonella*, *Plesioptygmatis*, precum şi recifi cu rudişti;

— un nivel superior grezos, pe alocuri microconglomeratic, care încheie succesiunea senoniană.

Coloană stratigrafică sintetică a formaţiunilor sinonime din bazinul Arieşului

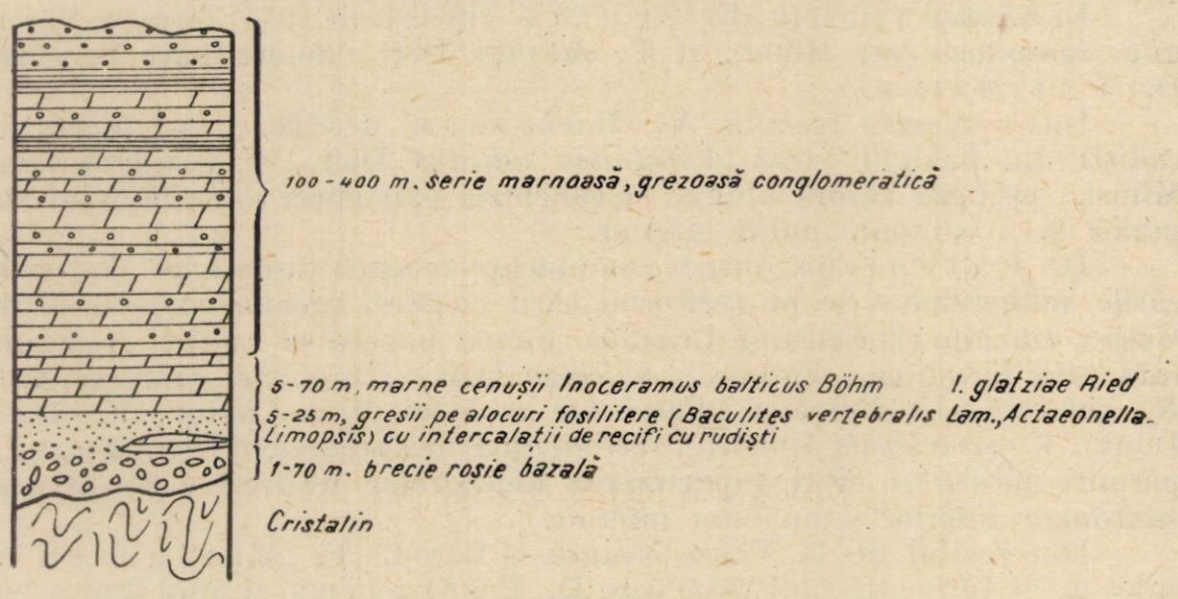


Fig. 1

Fauna de rudişti indică vîrsta santonian superioară spre campanian inferioară. În această accepţiune orizontul inferior lacustru ar reprezenta santonianul inferior şi mediu sau cel mult coniacianul.

Orizontul superior, cu un caracter net regresiv, aparţine campanianului, maastrichtianul nefiind — după părerea noastră — reprezentat în regiune.

Formaţiunile senoniene din bazinul Borodului prezintă un caracter tipic de molasă.

În bazinul Arieşului, senonianul se dezvoltă în facies molasic, bine reprezentat în special în vestul regiunii, şi în facies de fliş cu intercalaţii de depozite grezo-conglomeratice cu habitus molasic, reprezentate în est.

În bazinul superior al Arieşului, depozitele aparţinînd maastrichtianului marchează o puternică depăşire către N a formaţiunilor din baza senonianului. De altfel deosebirea existentă, din punctul de vedere al cutării, între formaţiunile din baza senonianului şi cele de la partea sa superioară au reţinut atenţia mai multor cercetători. L ó c z y jun. a explicat-o printr-o transgresiune a mării cretacice superioare.

O coloană stratigrafică sintetică a formaţiunilor senoniene din bazinul Arieşului (fig. 1) prezintă următoarea succesiune:

— în bază un orizont de brecie conglomeratică cu ciment roşu;

— un nivel de gresii, pe alocuri fosilifere, avînd intercalaţii de recifi cu rudişti;

— un orizont marnos cu inocerami (*Inoceramus balticus* Böhm, *I. glatziae* Ried.), dintre care M. I l i e a recoltat la Sălciua ammonitul *Sonneratia rejaudry* Gross.;

— un complex de argile și marne șistoase, gresii cafenii conglomeratice, în baza căruia apar pe alocuri conglomerate cu elemente remaniate din formațiunile părții inferioare a senonianului. Acest ultim complex se situează uneori direct pe cristalin.

În bazinul superior al Crișului Alb, în regiunea Bulzești, depozitele senoniene se prezintă identice celor din cursul superior al Arieșului. Formațiunile senoniene, în baza cărora abundă recifii cu rudiști, au și în această regiune un facies molasic.

În Masivul Drocea, conform datelor lui V. P a p i u, senonianul este reprezentat exclusiv în facies de Gosau. Schematic se distinge un orizont bazal, brecios, un orizont argilos cu intercalații grezoase și cărbunoase; aceste nivele ar putea fi paralelizate cu cele asemănătoare de la Vidra și din bazinul Borodului. Orizontul grezo-marnos, în care se găsesc intercalațiile de calcare cu rudiști, constituie partea cea mai importantă a succesiunii senoniene, în care, lipsește la fel ca și la Borod, maastrichtianul.

ZĂCĂMINTELE CU RUDIȘTI

BAZINUL BORODULUI

Zăcămîntul principal cu rudiști este cantonat în Valea Neagră la pîrîul Pietrele de Moară. Formele ce se întîlnesc aici au o poziție verticală,

Succesiunea stratigrafică în recifal cu rudiști de la Valea Neagră Bazinul Borod

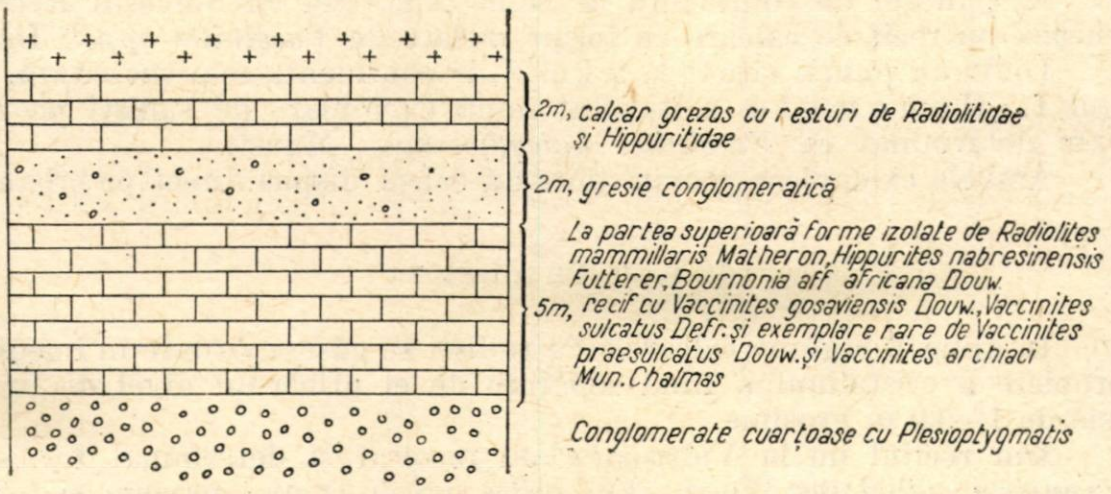


Fig. 2

ordonată, cu deschiderea orientată în sus, fără fragmente de roci străine. Totalitatea caracterelor de mai sus denotă un zăcămînt autohton.

Formele recoltate din acest recif sînt următoarele : *Vaccinites sulcatus* Defr., *V. gosaviensis* Douv., *V. archiaci* M. Chalm., *V. praesulcatus* Douv., *V. gosaviensis* Douv. var. *accicularis* nov. var.

La partea superioară a recifului apar forme izolate de *Hippurites nabresinensis* Futterer, *Vaccinites oppeli* Douv., *Radiolites mammillaris* Math., *R. subsquamosus* Touca., *Bournonia* aff. *africana* Douv.

Urmează un nivel de gresie conglomeratică de 2 m grosime, deasupra căreia apare un calcar lumaşelic, de 2 m grosime, constituit din resturi nedeterminabile de *Hippuritidae* şi *Radiolitidae.*

În cuprinsul bazinului Borodului se cunosc zăcăminte alohtone cu rudişti şi în alte cîteva puncte. Dispoziţia formelor este în aceste cazuri dezordonată, remarcîndu-se prezenţa materialului străin.

Amintim recifii de pe valea Măgurii unde apar forme mari de *Vaccinitesoppeli* Douv., *Hippurites nabresinensis* Futterer, *Durania* cf. *austinensis* (Roem.) Parona, de asemenea recifiul situat pe un mic afluent al Văii Strîmturii din care am recoltat forme de *Vaccinites gosaviensis* Douv. *Hippurites nabresinensis* Futterer, *Bournonia bournoni* (Des Moulins) Fischer, precum şi *Sauvagesia* sp.

LA ZALĂU

Din relatările prof. M. P a u c ă calcarele cu hippuriţi se situează direct pe cristalin. Din acest punct am determinat formele *Vaccinites sulcatus* Defr., *V. gosaviensis* Douv., *V. inaequicostatus* Münst.

LA GILĂU

În punctul de confluenţă al Someşului Cald cu Someşul Rece se situează un recif de calcare cu forme izolate de *Vaccinites oppeli* Douv.

Dintr-un punct, situat la 2 km S de confluenţa mai sus citată, colegul I. H a n o m o l o a recoltat două exemplare de rudişti pe care le-am determinat ca *Vaccinites inaequicostatus* Münst.

Ambele exemplare provin dintr-un calcar dispus direct pe cristalin.

ÎN BAZINUL ARIEŞULUI

În această regiune calcarele cu rudişti se găsesc situate în imediata apropiere a cristalinului, fiind separate de el printr-un nivel de brecie roşie de 1—10 m grosime.

Din recifiul de la Vidrişoara am recoltat şi determinat formele : *Hippurites colliciatus* Wood., *Vaccinites oppeli* Douv., precum şi forma *V. oppeli* Douv. var. *pironaeeformis* nov. var., aceasta din urmă discutată într-o lucrare anterioară.

La Sohodol s-au recoltat şi determinat forme de *Vaccinites sulcatus* Defr., *V. gosaviensis* Douv., *V. oppeli* Douv.

În valea Lupșei, deasupra unui nivel brecios 7 m grosime, apare un recif cu forme de *Vaccinites gosaviensis* Douv. și *V. oppeli* Douv.

La Brezești, deasupra unui nivel brecios de 1,5 m grosime, apare un recif cu rudiști, în centrul căruia se găsesc exemplare în zăcământ autohton de *Vaccinites sulcatus* Defr. Pe margini apar exemplare izolate de *Vaccinites oppeli* Douv. și *V. sulcatus* Defr.

La Ocolișel din calcare situate direct pe cristalin au fost recoltate forme de *Vaccinites oppeli* Douv.

ÎN BAZINUL CRIȘULUI ALB

Calcarele cu rudiști din această regiune ocupă o poziție stratigrafică identică celor din bazinul Arieșului.

În regiunea Bulzești se găsesc numeroși recifi cu rudiști, cea mai mare parte situați direct pe calcare cristaline.

La Certej, în regiunea izvoarelor văii Bulzului, apare un recif cu numeroase forme de *Vaccinites oppeli* Douv. și *Hippurites nabresinensis* Futterer, precum și forma de tranziție de la *V. oppeli* Douv. către genul *Pironaea*, denumită de noi *V. oppeli* Douv. var. *pironaeeformis*.

Semnalăm apariția, pe valea Găinei a unui recif cu numeroase forme zdrobite de *Sphaerulites*, nedeterminabile specific.

Pe valea Găinei și pe valea Bulzului mai apar o serie de recifi, cu o dezvoltare redusă, din care am recoltat forme de *Hippurites exaratus* Zitt., *Vaccinites oppeli* Douv.

La Mustești, în partea de N a Masivului Drocea, reciful cu rudiști situat direct pe cristalin este constituit din forme în majoritate autohtone.

În centrul recifului apar forme de *Vaccinites sulcatus* Defr., *V. gosaviensis* Douv. și *Hippurites exaratus* Zitt. În mod izolat se întîlnesc exemplare de *Vaccinites oppeli* Douv. Din acest recif am recoltat și un exemplar de *Lapeirouseia* sp.

ÎN BAZINUL MUREȘULUI

La Conop, conform datelor lui V. P a p i u, recifii cu rudiști apar la partea inferioară a succesiunii neocretacice. Din materialul remis spre studiu de V. P a p i u am determinat formele de *Vaccinites sulcatus* Defr., *Hippurites coliciatus* Wood., *H. exaratus* Zitt., precum și forme de *V. oppeli* Douv., reprezentate prin cîteva tipuri de variabilitate specifică.

CONCLUZII

Din trecerea în revistă a poziției stratigrafice a recifilor cu rudiști, în cadrul succesiunii neocretacice, rezultă un fapt care trebuie reținut, și anume că acești recifi se situează întotdeauna la partea inferioară a seriei.

Această situaţie este de altfel amintită de către toţi cercetătorii anteriori ai formaţiunilor cretacice din Munţii Apuseni.

În ceea ce priveşte formele citate, majoritatea aparţin provinciei faunistice orientale, excepţie făcînd formele *Vaccinites archiaci* Mun. Chalm., *Bournonia*, *Sauvagesia*, răspîndite de obicei în provincia atlantică.

Apartenenţa la provincia orientală a majorităţii formelor explică sărăcia relativă a numărului de specii.

Formele aparţinînd subfamiliei *Hippuritidae*, forme în general comune, se găsesc reprezentate printr-un număr mare de indivizi, chiar dacă nu alcătuiesc zăcăminte autohtone, adică puncte în care au trăit şi ulterior s-au fosilizat.

Punctele în care apar recifi autohtoni sînt cele de la Valea Neagră — Borod, Brezeşti, din bazinul Arieşului, şi Musteşti, din bazinul Crişului Alb.

Majoritatea exemplarelor, chiar dacă nu aparţin unui zăcămînt autohton, au o formă cilindrică, ceea ce constituie o dovadă că iniţial au format colonii.

În privinţa speciilor de *Hippuritidae*, se remarcă la unele din ele, ca : *Hippurites nabresinensis* Futterer şi în special la *Vaccinites oppeli* Douv. o limită de variabilitate pronunţată, de multe ori chiar în cadrul aceluiaşi zăcămînt.

Existenţa genurilor *Bournonia* şi *Durania*, care nu sînt forme coloniale, denotă că pe alocuri fundul mării era constituit din roci pelitice.

Apariţia formelor de *Vaccinites archiaci* Mun. Chalm., *Lapeirouseia*, *Sauvagesia*, *Bournonia* ne conduce la ideea (de altfel exprimată şi de alţi autori) că, în anumite momente, provinciile faunistice orientală şi atlantică au avut posibilităţi de legătură. Faptul că aceste forme sînt întîlnite atît în nordul regiunii, la Borod, cît şi în sudul regiunii, la Musteşti, denotă că această legătură s-a făcut pe o suprafaţă mare. Avînd în vedere că cea mai apropiată regiune cu faună de rudişti de tip atlantic se găseşte în R.P.F. Iugoslavia, reiese că între Munţii Apuseni şi aceasta a existat o comunicare în timpul senonianului.

În ceea ce priveşte vîrsta recifilor cu rudişti, descrişi mai sus, ea este santonian superioară şi campanian inferioară.

Se pare că recifii de la Certej, valea Vidrişoarei şi Dealul Bălanului, în care abundă formele *Hippurites nabresinensis* Futterer, *H. colliciatus* Wood., *Vaccinites oppeli* Douv., în care apare şi forma *V. oppeli* var. *pironaeeformis*, şi în care lipseşte, în schimb, forma de *V. sulcatus* Defr. caracteristică santonianului superior, ar reprezenta campanianul inferior.

Astfel, comparaţia cu recifii cu rudişti din Alpii orientali de la Gosau nu este cu totul posibilă ; în orice caz majoritatea recifilor cu rudişti din Munţii Apuseni pot fi echivalaţi cu cel de-al treilea nivel cu hippuriţi menţionat de O. K ü h n.

Faptul că formele de rudişti se situează întotdeauna la partea inferioară a succesiunii neocretacice, ne conduce la concluzia că pe teritoriul Munţilor Apuseni existenţa turonianului şi chiar a coniacianului nu îşi găseşte deocamdată o confirmare paleontologică.

★

PARTEA PALEONTOLOGICĂ

Familia HIPPURITIDAE Gray, 1848

Prescurtările folosite în figurile 3—21

L, creastă ligamentară;
S, primul pilier;
E, al doilea pilier;
B, dintele posterior al valvei superioare;
B', dintele anterior al valvei superioare;
mp, apofiza mioforă posterioară a valvei superioare;
N, dintele median al valvei inferioare;
D, cavitatea principală a valvei inferioare;
O, cavitatea secundară a valvei inferioare.

Genul **Hippurites** Lamark, 1801

Hippurites (Vaccinites) gosaviensis Douvillé

1864 *Hippurites cornuvaccinum* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien.
1890 *Hippurites gosaviensis* Douvillé, Révision des principales espèces d'Hippurites. Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., vol. I, p. 24.

În cadrul acestei specii am recunoscut două tipuri morfologice.

Forma A (pl. I, fig. 28)

Caractere externe. Valva inferioară are lungimea de 10 cm, diametrul 5 cm. și este de formă cilindro-conică.

Ornamentația constă în coaste longitudinale pronunțate, prevăzute cu mici spini, separate de șanțuri unghiulare.

Lățimea fiecărei coaste este de 2 mm. Se remarcă fine striuri de creștere.

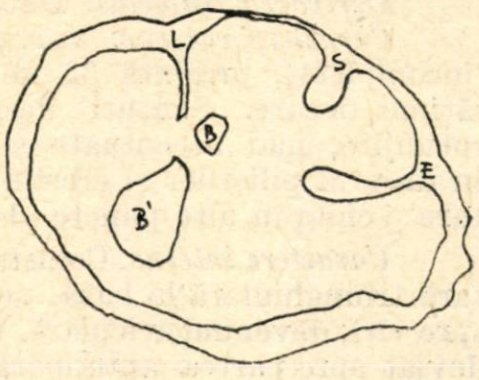


Fig. 3

Caractere interne. Pilierii și creasta ligamentară ocupă 1/4 din circumferința cochiliei. Creasta ligamentară (*L*) este lungă, trunchiată la vîrf și lărgită la bază. Pilierul *S* este bine dezvoltat, alungit, pediculat, cu lungime egală cu a crestei ligamentare. Pilierul *E* este mai alungit, subțiat, mai puternic pediculat și depășește în lungime creasta ligamentară. Unghiul dintre creasta ligamentară și al doilea pilier este de 85°. Este vizibil dintele *B* care depășește creasta ligamentară și dintele *B'*, mai mare, în prelungirea crestei ligamentare. Celelalte elemente nu se disting (fig. 3).

Zăcămînt. Reciful cu rudişti de pe Valea Neagră — Borod.

Forma B (pl. I, fig. 29 şi 30)

Caractere externe. Valva inferioară cilindro-conică, de 8—10 cm lungime (forma nu este completă) şi 5 cm diametru, este ornată de coaste longitudinale ascuţite ca şi şanţurile despărţitoare. În dreptul crestei ligamentare şi al pilierilor, şanţurile sînt mai adîncite.

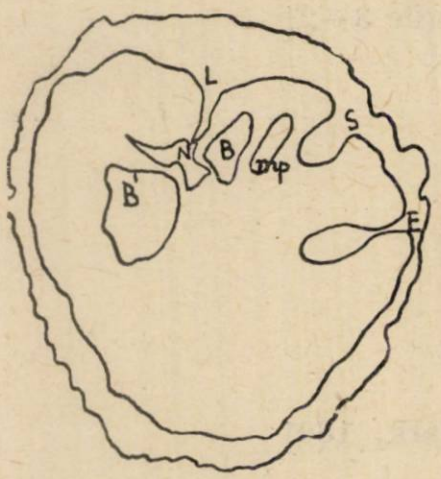


Fig. 4

Caractere interne. Creasta ligamentară şi pilierii nu diferă faţă de cei ai formei precedente. Dintele *B'*, bine dezvoltat, este situat în afara liniei care prelungeşte creasta ligamentară. Dintele *B* depăşeşte creasta ligamentară, este aproape triunghiular şi mai mic decît *B'*. Apofiza mioforă (*mp*) este îngustă, alungită, depăşeşte primul pilier şi are direcţia acestuia. Dintele *N* bine dezvoltat, prezentînd o prelungire spre partea anterioară. Unghiul dintre creasta ligamentară şi al doilea pilier este de 70° (fig. 4).

Zăcămînt. Reciful de rudişti de pe Valea Neagră — Borod.

Răspîndire. Recifii cu rudişti de la Musteşti, Conop, Zalău, valea Lupşei şi Sohodol.

Hippurites (Vaccinites) gosaviensis Douv. var. **acicularis** nov. var.

Tipul (pl. I, fig. 31)

Locul de proveniență. Valea Neagră, bazinul Borodului.

Stratul tipic. Reciful cu rudişti din Valea Neagră.

Derivarea numelui. Datorită formei ascuţite a crestei ligamentare.

Caractere externe. Valva inferioară cilindrică, lungimea 15—20 cm (incompletă), prezintă 32 de coaste longitudinale, rotunjite, de 3 mm lăţime fiecare. Şanţuri despărţitoare rotunjite, mai accentuate şi mai late în dreptul pilierilor şi crestei ligamentare şi chiar în alte puncte ale cochiliei.

Caractere interne. Creasta ligamentară triunghiulară la bază, se subţiază spre vîrf, devenind aciculară. Vîrful este deviat spre partea anterioară.

Am separat această formă drept o varietate tocmai datorită modificării crestei ligamentare.

Primul pilier are lungimea crestei ligamentare, este robust şi uşor pediculat. Pilierul *E* este mai lung, mai

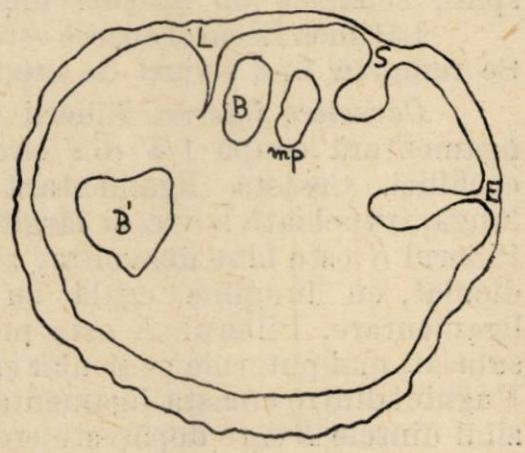


Fig. 5

îngust și mai pediculat decît *S*. Distanța *LS* este mai mare decît distanța *SE*. Unghiul *LE* are 78°.

Dintele *B'* puternic, triunghiular, este în afara liniei care prelungește creasta ligamentară. Dintele *B* este mai mic, alungit, depășind puțin pe *L*. Apofiza mioforă *mp* se situează în prelungirea primului pilier, mult în afara golfului format de creasta ligamentară și primul pilier (fig. 5).

Hippurites (Vaccinites) inaequicostatus Münster
(Pl. I, fig. 33)

1840 *Hippurites inaequicostatus* Münster, in Goldfuss, Petrefacta Germaniae, pl. CLXII, fig. 4, p. 303.

Caractere externe. Valva inferioară este cilindrică, aproape netedă, cu diametrul de 6 cm.

Caractere interne. Creasta ligamentară este dreaptă, lungă, rotunjită la vîrf. Pilierul *S* este mult mai scurt decît creasta ligamentară, rotunjit și pediculat. Pilierul *E*, mai puternic și mai lung decît creasta ligamentară, este mai pediculat decît *S*. Dintele *B'* puternic, situat în stînga liniei care prelungește pe *L*. Dintele *B* alungit, paralel și depășind puțin pe *L*, este îngroșat la partea inferioară. Apofiza mioforă (*mp*) este paralelă cu primul pilier și îl depășește.

Dintele median *N* este bine conturat, în formă de x (fig. 6).

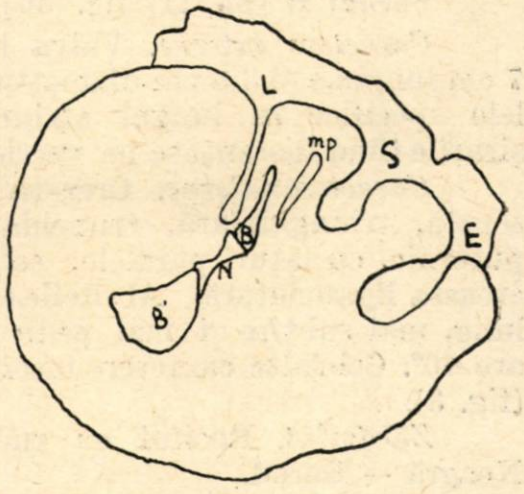


Fig. 6

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Gilău.

Răspîndire. Recifii cu rudiști de Zalău, Borod, Gilău.

Hippurites (Vaccinites) sulcatus Defrance

1821 *Hippurites sulcatus* Defrance, Dict. Sci. Nat., t. XXI, p. 195.
1826 *Hippurites sulcata* Des Moulins, Essai sur les Sphaerulites, p. 145.
1827 *Hippurites sulcatus* Blainville, Manuel de Malacologie et de Conchyliologie, pl. 58.
1864 *Hippurites toucasi* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, p. 14.
1892 *Hippurites sulcatus* Douvillé, Mém. Soc. Géol. de France, Paléont.

Forma A (pl. II, fig. 34 și 35).

Caractere externe. Valva inferioară este cilindro-conică, cu diametrul de 5 cm și lungimea de 9—10 cm (incomplet). Ornamentația este alcă-

tuită din 24 de coaste longitudinale, cu muchii uşor rotunjite, de 2—3 mm lăţime fiecare, separate prin şanţuri unghiulare bine marcate. În dreptul pilierilor şi crestei ligamentare, şanţurile sînt mai late şi mai adînci. Striurile de creştere sînt fine, de abia vizibile. Coastele prezintă mici excrescenţe dispuse de-a lungul striurilor de creştere.

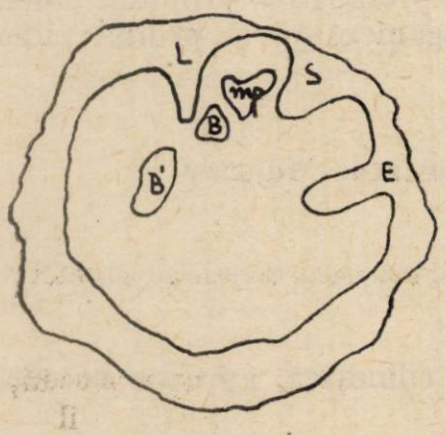


Fig. 7

Caractere interne. Creasta ligamentară (*L*) este scurtă, triunghiulară, trunchiată. Pilierul *S* este robust, cu marginile paralele, avînd aproape lungimea crestei ligamentare. Pilierul *E* este mai lung şi mai îngust, puţin pediculat. Dintele *B'* este alungit, situat în afara prelungirii crestei ligamentare. Dintele *B* este mai mic, triunghiular, depăşind creasta ligamentară. Apofiza mioforă (*mp*), triunghiulară, depăşeşte cu puţin pilierul *S*. Unghiul *LE* are 75° (fig. 7).

Zăcămînt. Reciful cu rudişti de la Zalău.

Forma B (pl. II, fig. 36)

Caractere externe. Valva inferioară este conică, puţin curbată, de 7 cm lungime şi 3,5 cm diametru, prezentînd coaste rotunjite, cu tuberculele specifice în lungul striurilor de creştere, şirurile fiind distanţate pe verticală la 3—4 mm.

Caractere interne. Creasta ligamentară este scurtă, triunghiulară, trunchiată. Primul pilier puternic, cu laturi paralele, este mai lung decît creasta ligamentară. Al doilea pilier *E* este mai lung, mai subţire şi mai pediculat. Unghiul *LE* are 60°. Celelalte caractere interne nu sînt vizibile (fig. 8).

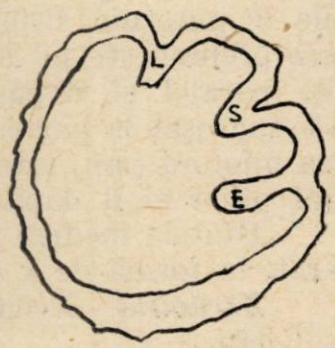


Fig. 8

Zăcămînt. Reciful cu rudişti de la Valea Neagră — Borod.

Răspîndire. Recifii cu rudişti de la Borod, Zalău, Conop, Brezeşti.

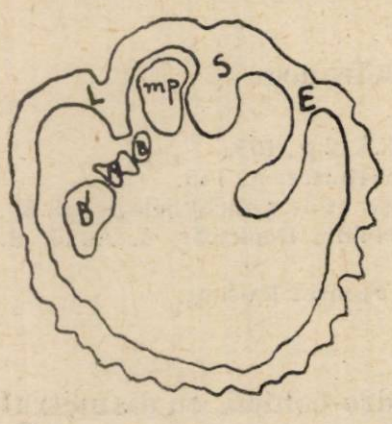


Fig. 9

Hippurites (Vaccinites) praesulcatus Douvillé, 1890
(Pl. II, fig. 37)

Caractere externe. Valva inferioară este ornată de coaste proeminente ascuţite, de 3 mm grosime, separate de şanţuri, de asemenea ascuţite, mai accentuate în dreptul crestei ligamentare şi pilierilor. Coastele prezintă mici spini.

Caractere interne. Creastă ligamentară, scurtă, triunghiulară şi trunchiată. Pilierul *S*, puternic, este mai lung decît creasta ligamentară,

pediculat. Pilierul *E* este mult mai lung decît *S*, fiind mult pediculat. Dintele *B'* este alungit, situat în stînga liniei care prelungește creasta ligamentară. Dintele *B* este mai mic, fiind plasat în dreapta și paralel crestei ligamentare. Apofiza mioforă (*mp*) este alungită, nedepășind primul pilier și fiind paralelă cu acesta (fig. 9).

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Valea Neagră — Borod.

Hippurites (Vaccinites) archiaci Mun. Chalmas

1892 *Hippurites archiaci* Douvillé, Mém. Soc. Géol. de France, Paléont.

Forma A (pl. II, fig. 38)

Caractere externe. Valva inferioară este conică, de 7—8 cm lungime (incompletă) și 5,4 cm diametru. Ornamentația constă în aproximativ 56 de coaste foarte fine. Pe suprafață sînt marcate șanțuri în dreptul crestei ligamentare și pilierilor. Striurile de creștere sînt foarte puțin vizibile.

Valva superioară este puțin convexă. Se remarcă pori poligonali, avînd la interior poruli în formă de 8, de treflă, în cruce sau rotunjiți. Diametrul porilor este mai mic de 1 mm. Canalele radiare au 3 mm lățime. Pustulele de pe suprafața valvei au 3—4 mm diametru.

Caractere interne. Creasta ligamentară este lungă, triunghiulară la bază, îndreptată spre partea anterioară și trunchiată. Pilierul *S* este mai scurt decît creasta ligamentară, foarte puternic și gros la bază. Pilierul *E* este mai lung decît *L*, subțire, pediculat. Unghiul *LE* are 40°. Pilierii și creasta ligamentară ocupă 1/4 din circumferința cochiliei. Dintele *B'* este trapezoidal, în prelungirea crestei ligamentare. Dintele *B* este triunghiular, depășind puțin creasta ligamentară. Este vizibil și dintele *N* în formă de x. Apofiza mioforă (*mp*) este mică, triunghiulară, depășind pilierul *S* și orientată în direcția acestuia (fig. 10).

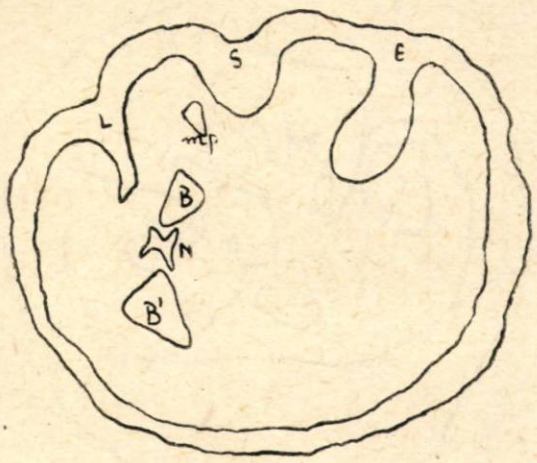


Fig. 10

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Borod — Valea Neagră.

Forma B (pl. II, fig. 39)

Caractere externe. Valva inferioară este conică, striată, în lungime de 7—9 cm (incompletă). Se observă de abia marcate șanțurile pilierilor și crestei ligamentare.

Caractere interne. Creasta ligamentară este lungă, trunchiată, deviată spre partea anterioară, lățindu-se spre bază. Pilierul *S* este puternic, cu margini paralele, mai scurt decît creasta ligamentară. Pilierul *E* este mai lung decît creasta ligamentară, mai subțire decît *S* și pediculat. Pilierii și creasta ligamentară ocupă 1/4 din circumferința totală a cochiliei. Dintele *B'* este trapezoidal, puternic, situîndu-se în prelungirea crestei

ligamentare. Dintele *B* este mai mic, triunghiular, depăşind creasta ligamentară. Apofiza *mp*, alungită, este mai îngustă la partea inferioară. Ea are direcţia primului pilier pe care îl depăşeşte mult (fig. 11).

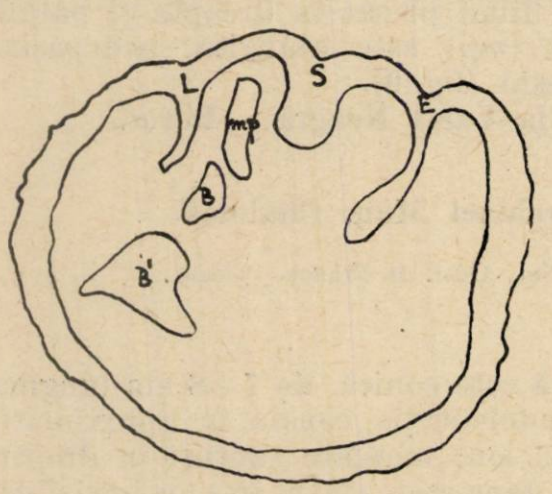


Fig. 11

Zăcămînt. Reciful cu rudişti de la Valea Neagră — Borod.

Hippurites (Vaccinites) oppeli
Douvillé, 1892

1864 *Hippurites dilatatus* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, vol. XXV.
1881 *Hippurites zitteli* Mun. Chalmas, in Zittel, Handbuch der Paleont., vol. I, p. 13 (non Matheron).
1892 *Hippurites oppeli* Douvillé, Mém. Soc. Géol. de France, vol. II.

Forma A (pl. III, fig. 40)

Cea mai apropiată de forma tip, figurată de Douvillé.

Caractere externe. Valva inferioară conică, aproape netedă avînd în treimea inferioară o costaţie foarte fină. Răsfrîngerile în interior ale crestei ligamentare şi pilierilor nu marchează şanţuri în interiorul cochiliei. Diametrul 10 cm, lungimea 16—17 cm (exemplar incomplet).

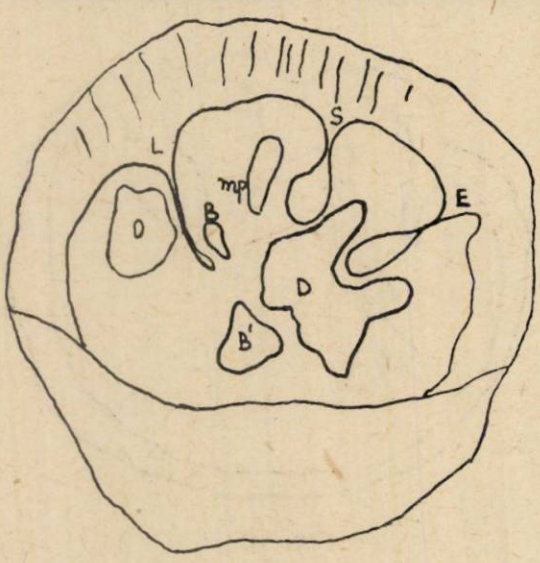


Fig. 12

Caractere interne. Creasta ligamentară este lungă, dreaptă, îngustă şi rotunjită la capăt. Pilierul *S* este puţin mai scurt decît creasta ligamentară; pilierul *E* este mai lung. Ambii pilieri sînt puternic pediculaţi Unghiul *LE* este de 90°. Distanţa între pilieri este mai mică decît distanţa între primul pilier şi creasta ligamentară. Cavităţile *O* şi *D* sînt distincte. Dintele anterior *B'* este triunghiular, în prelungirea crestei ligamentare. Dintele posterior *B* este mai mic, nedepăşind creasta ligamentară. Apofiza mioforă (*mp*) este lameliformă, uşor triunghiulară, fiind plasată de-a lungul primului pilier, fără a-l depăşi (fig. 12).

Zăcămînt. Calcarele cu rudişti de la Sohodol şi valea Lupşei.

Forma B (pl. III, fig. 41)

Caractere externe. Valva inferioară este costulată, cu diametrul de 4,5 cm şi lungimea de 8 cm.

Caractere interne. Pilierii sînt foarte apropiați și aproape paraleli. Unghiul *LE* este de 40°. Stratul intern prezintă o nervație frecventă la formele de *Vaccinites oppeli* (fig. 13).

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Conop.

Forma C (pl. III, fig. 42)

Caractere externe. Diametrul 6 cm. Lungimea 7—8 cm (exemplar incomplet).

Caractere interne. Exemplarul este asemănător formei A cu excepția unghiului *LE*, care este aici de 60°, și a faptului că pilierii sînt mai puțin pediculați, *E* mai mult decît *S*. Și la acest exemplar se poate remarca structura stratului intern (fig. 14).

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Conop.

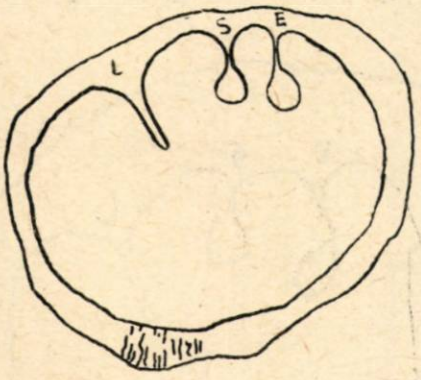


Fig. 13

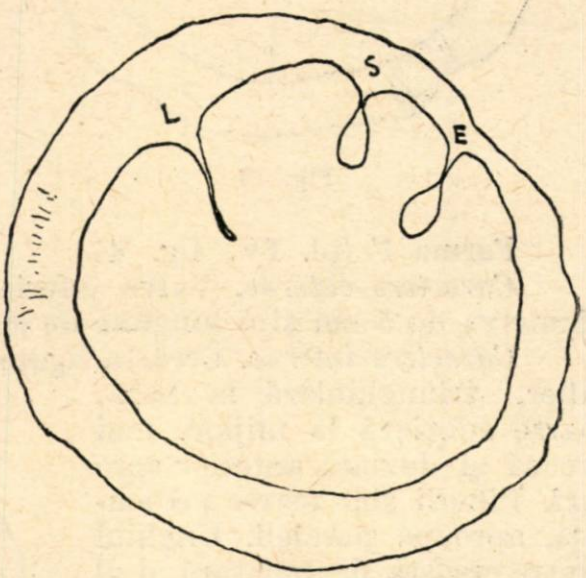


Fig. 14

Forma D (pl. III, fig.43, 44 și 45)

Caractere externe. Valva superioară este ușor concavă, cu pori poligonali sau reticulați. În interiorul fiecărui poligon, se observă un porul rotund.

Valva inferioară, netedă, are 6 cm diametru și 9 cm lungime.

Caractere interne. Pilierii sînt mai puțin pediculați, primul mai puțin decît al doilea. Creasta ligamentară *L* este dreaptă, îngustă, rotunjită la capăt. Distanța între creasta ligamentară și primul pilier este mai mare decît distanța între cei doi pilieri. Apofiza mioforă (*mp*) depășește primul pilier. Dintele *B* depășește creasta ligamentară. Stratul intern al cochiliei prezintă nervația frecventă la specia *Vaccinites oppeli* (fig. 15). Cavitățile *D* și *O* evidente.

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Valea Neagră — Borod.

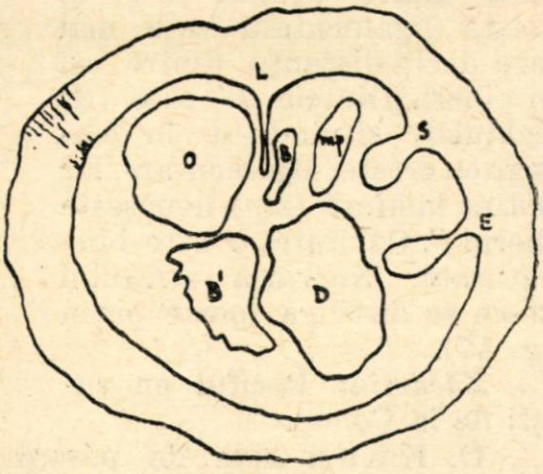


Fig. 15

Forma E (pl. IV, fig. 46)

Caractere externe. Valva inferioară este netedă, cu diametrul de 5,5 cm. Lungimea nu se poate preciza, deoarece posedăm doar un fragment.

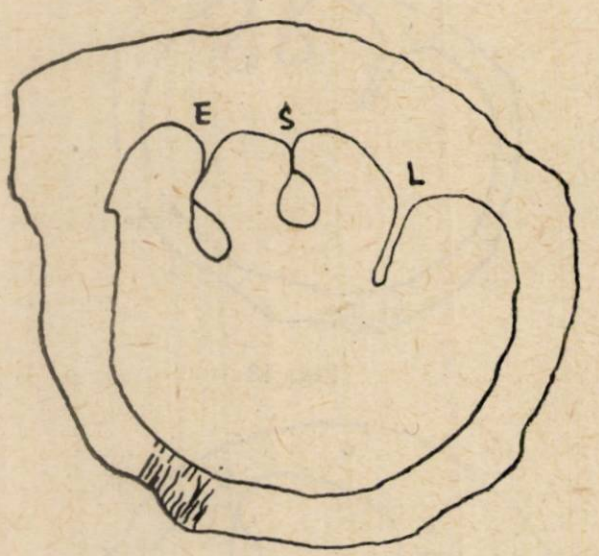


Fig. 16

Caractere interne. Creasta ligamentară este lameliformă, lungă, îngustă, rotunjită la capăt, uşor curbată spre stînga, mai largă la bază. Pilierii sînt foarte pediculaţi. Creasta ligamentară şi pilierii sînt foarte apropiaţi, aproape echidistanţi, ocupînd mai puţin de 1/4 din circumferinţa cochiliei. Nervaţia, frecventă la specia *Vaccinites oppeli*, este vizibilă. Aspectul este asemănător formei *Vaccinites atheniensis* Ktenas (*Vaccinites taburnii* Guiscardi). Deosebirea constă în faptul că ultima formă are creasta ligamentară filiformă şi nelărgită la bază (fig. 16).

Zăcămînt. Reciful cu rudişti de la Dealul Certej.

Forma F (pl. IV, fig. 47)

Caractere externe. Valva inferioară este aproape netedă, avînd un diametru de 5 cm şi o lungime de aproape 12 cm (incomplet).

Caractere interne. Creasta ligamentară este mai lungă decît al doilea pilier, triunghiulară la bază, foarte subţiată la mijloc, mai groasă şi deviată anterior spre vîrf. Pilierii sînt foarte pediculaţi, aproape paraleli. Unghiul dintre creasta ligamentară şi al doilea pilier este de 90°. Distanţa dintre primul pilier şi creasta ligamentară este mai mare decît distanţa dintre cei doi pilieri. Dintele *B'* este triunghiular, situîndu-se în prelungirea crestei ligamentare, iar apofiza mioforă (*mp*) depăşeşte pilierul *S*. Cavitatea *O* este bine conturată. Nervaţia stratului extern se distinge foarte puţin (fig. 17).

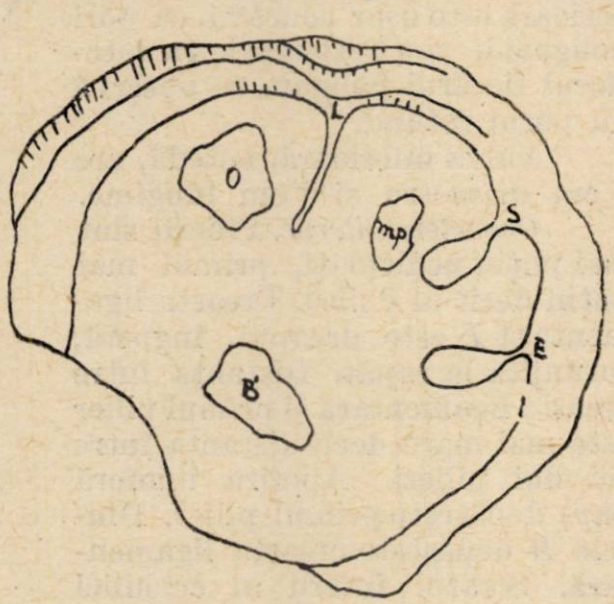


Fig. 17

Zăcămînt. Reciful cu rudişti de la Conop.

O. Kühn este de părere că grupul *Vaccinites oppeli* prezintă o mare variabilitate pe verticală, începînd din coniacian pînă în

campanian, variabilitate atît în privința caracterelor externe cît și interne.

Credem, în urma studiului formelor asociate, că această variabilitate poate fi remarcată și pe orizontală, la forme de aceeași vîrstă.

Hippurites (Orbignya) colliciatus Woodward, 1855
(Pl. IV, fig. 48)

1855 *Hippurites colliciatus* Woodward, On the structure and affinities of the Hippuritidae. Quart. Journal of the Geol. Soc. of London, vol. XI, fig. 5, pl. IV.
1864 *Hippurites exaratus* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien, vol. XXV.

Forma, al cărei diametru este de 2,5 cm, este încastrată în rocă. În secțiune sînt evidente coastele puternice, ascuțite, în număr de 12—14, despărțite de șanțuri inegale și rotunjite.

Caractere interne. Creasta ligamentară este foarte puțin perceptibilă. Pilierul *S* este scurt, rotunjit, cu margini paralele. Pilierul *E* este mai lung și pediculat. Distanța dintre creasta ligamentară și primul pilier este mai mare decît distanța dintre cei doi pilieri (fig. 18).

Zăcămînt. Calcarul cu rudiști de la valea Vidrișoarei.

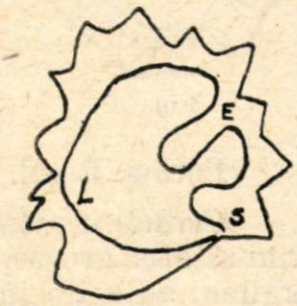


Fig. 18

Hippurites (Orbignya) exaratus Zittel, 1864
(Pl. IV, fig. 49)

1864 *Hippurites exaratus* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien, vol. XXV, pl. XXII, p. 144.

Caractere externe. Valva inferioară are diametru de 3 cm, este cilindrică, ornată de 16 coaste pronunțate, despărțite de șanțuri rotunjite, mai late în dreptul crestei ligamentare și pilierilor.

Fig. 19

Caractere interne. Creasta ligamentară este de abia marcată printr-o inflexiune. Cei doi pilieri sînt depărtați de creasta ligamentară. Pilierul *S* este scurt, rotunjit și îngroșat la bază. Pilierul *E* este mai subțire, ușor, pediculat. De o parte și de alta a crestei ligamentare se găsesc fosetele anterioară și posterioară ale dinților cardinali.

Între foseta posterioară și pilierul *S* se vede apofiza mioforă a mușchiului posterior (fig. 19).

Zăcămînt. Reciful cu rudiști de la Mustești.

Hippurites (Orbignya) nabresinensis Futterer

1841 *Hippurites lapeirousei* Golfuss, Petrefacta Germaniae, pl. CLXV, p. 303.
1842 *Hippurites espaillaciana* D'Orbigny, Paléontologie française, Ter. Crét., vol. IV.
1888 *Hippurites bulgaricus* Toula, Untersuch. im Zentr. Balkan.
1893 *Hippurites nabresinensis* Futterer, Über die Hippuriten von Nabresina. Zeitsch. der Deutsch. Geol. Ges,. vol. XLV, p. 486, pl. XXII, fig. 3; pl. XXIII, fig. 1, 2.
1895 *Hippurites lapeiroussei* var. *crassa* Douvillé, Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., t. V.

Forma A (pl. IV, fig. 50)

Caractere externe. Valva inferioară este cilindro-conică, aproape netedă, cu şanţuri pronunţate în dreptul pilierilor. Diametrul este de 3 cm, lungimea de 5 cm (incomplet).

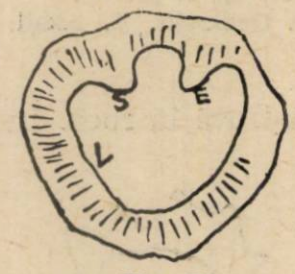


Fig. 20

Caractere interne. Creasta ligamentară de abia marcată. Pilierul *S* este puţin rotunjit, mai îngroşat la bază. Pilierul *E* puţin mai lung şi mai subţire. (fig. 20). Unghiul *LE* are 135°.

Zăcământ. Reciful cu rudişti de la Valea Neagră — Borod.

Forma B (pl. IV, fig. 51)

Caractere externe. Valva inferioară prezintă coaste longitudinale pronunţate, groase, separate prin şanţuri de 5 mm lărgime, adîncite în dreptul pilierilor şi crestei ligamentare. Diametrul este de aproape 3 cm, lungimea de 3 cm (incomplet).

Caractere interne. Creasta ligamentară este imperceptibilă.

Pilierii sînt mai puţin accentuaţi decît la forma A (fig. 21).

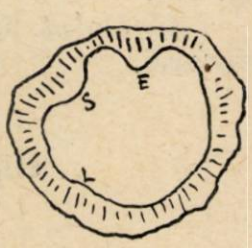


Fig. 21

Zăcământ. Reciful cu rudişti de la Valea Neagră — Borod.

Familia RADIOLITIDAE Gray, 1848

Prescurtările folosite în figurile 22—27

E, primul orificiu sifonal;
S, al doilea orificiu sifonal;
M, interbanda;
V, creasta proeminentă în prelungirea suprafeţei de sprijin;
L, creasta ligamentară;
N, dintele median al valvei inferioare;
D, dintele posterior al valvei superioare;
B', dintele anterior al valvei superioare;
ma, apofiza mioforă anterioară;
mp, apofiza mioforă posterioară;
D, cavitatea principală;
O, cavitatea secundară.

Genul **Radiolites** Lamark, 1801

Radiolites subsquamosus Toucas
(Pl. IV, fig. 52 și 53)

1908 *Radiolites subsquamosus* Toucas, Rech. sur les Radiolites, pl. XIII, p. 72.

Caractere externe. Valva inferioară este cilindrică, ușor curbată, cu lame externe celuloase, de grosime medie, orientate spre partea superioară, în afară de cele din regiunea sifonală care se revarsă spre vîrf. Lungimea este de 6 cm, iar diametrul de 3 cm.

Caractere interne. Cele două benzi sifonale sînt marcate prin inflexiuni ale lamelor, formînd unghiuri cu vîrful în sus. Interbanda *M* este îngustă și reliefată, marcată prin inflexiuni cu vîrful în jos. Limbul este radiat, cu pori cvadrangulari, avînd o lățime mai mare în regiunea sifonală, unde prezintă pliuri redresate, care înalță puțin cochilia în această regiune. Se remarcă și o creastă ligamentară (fig. 22).

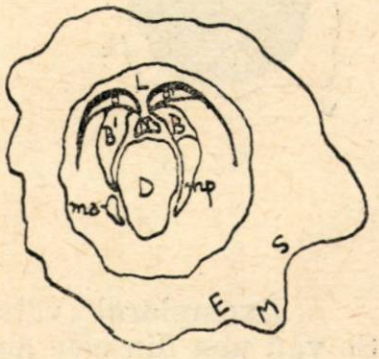


Fig. 22

Zăcămînt. Calcarele cu rudiști de la Valea Neagră — Borod.

Radiolites mammillaris Matheron
(Pl. V, fig. 54)

1842 *Radiolites mammillaris* Matheron, Catalogues des fossiles des Bouches du Rhône, pl. VII, fig. 6,7, p. 122.
1847 *Radiolites mammillaris* D'Orbigny, Paléontologie française, Ter. Crét., t. IV, pl. DLX, p. 218.

Exemplarul prezintă ambele valve.

Valva superioară este foarte convexă, de 3 cm lungime și 4 cm diametru. Valva inferioară este conică, în lungime de 7 cm, diametrul de 6 cm. Lamele externe sînt plisate strîns la intervale regulate, formînd o pseudocostație în lungul cochiliei. Cele două sinusuri sînt separate de patru pliuri longitudinale. Labrum de 1—2 cm lărgime, radiat.

Zăcămînt. Calcarele cu rudiști de la Valea Neagră — Borod.

Genul **Bournonia** Fischer, 1887

Bournonia aff. **africana** Douvillé
(Pl. V, fig. 55)

1910 *Bournonia africana* Douvillé, Mém. Soc. Géol. France, Paléont., Mém. 141.

Valva inferioară de 2,5 cm diametru și 6 cm lungime. Ondulațiile lamelor testului sînt mai accentuate, formînd unghiuri mai ascuțite în

regiunea sifonală. Limbul prezintă pori cvadrangulari. Orificiului sifonal *E* îi corespunde o bandă largă, puţin proeminentă; o bandă mai îngustă, sub formă de coastă aplatizată, corespunde deschiderii sifonale *S*. Interbanda este concavă. Opus regiunii sifonale se distinge o creastă *V* limitînd suprafaţa de sprijin (fig. 23).

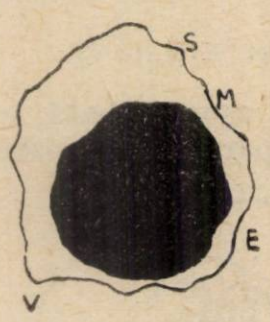


Fig. 23

Zăcămînt. Calcarele cu rudişti de la Valea Neagră — Borod.

Bournonia bournonii (Des Moulins) Fischer
(Pl. V, fig. 56)

1826 *Sphaerulites bournoni* Des Moulins, G. Sphaerulites, p. 124.
1887 *Bournonia bournonii* Fischer, Manuel de Conchyliologie, p. 1067.

Exemplarul (valva inferioară) este incomplet şi încastrat în rocă. Se văd una din cele două creste foarte dezvoltate care prelungesc suprafaţa de sprijin, precum şi cavitatea internă în întregime. Regiunea sifonală şi a doua creastă a suprafeţei de sprijin lipsesc. Limbul prezintă celule cvadrangulare (fig. 24).

Zăcămînt. Calcarele cu rudişti din Valea Strîmturii — Borod.

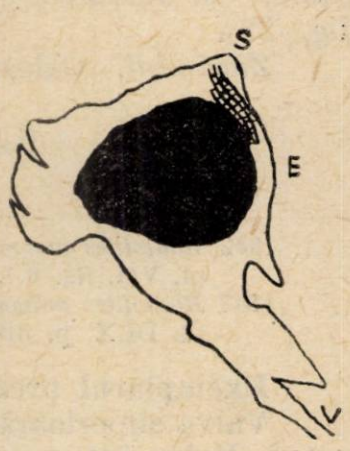


Fig. 24

Genul **Lapeirouseia** Bayle, 1878

Lapeirouseia sp.
(Pl. V, fig. 57)

Valva inferioară este conică, cu o lungime de 2 cm şi diametrul de 1 cm. Ornamentaţia constă în coaste longitudinale de 1 mm grosime, despărţite de şanţuri foarte fine, striate în lung.

Fig. 25

Coastele sînt întrerupte din 2 în 2 mm de striuri dinţate, delimitînd benzi transversale, care se imbrică de sus în jos şi care urmăresc linia sinuoasă a pseudopilierilor. Limbul este reticulat cu celule poligonale. Pseudopilierii sînt foarte bine distincţi, iar labrumul de 2—2,5 mm grosime (fig. 25).

Zăcămînt. Calcarele cu rudişti de la Mustești.

Genul **Durania** Douvillé, 1908

Durania cf. **austinensis** (Roemer) Parona
(Pl. V, fig. 58)

1852 *Hippurites austinensis* Roemer, Die Kreidebildungen von Texas, pl. VI, fig. 1, p. 77.
1855 *Radiolites mortoni* Mantel, Quart. Journ. Géol. Soc., vol. XI, p. 59.
1864 *Radiolites mortoni* Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, p. 72.
1900 *Sphaerulites mortoni* Parona, Rudisti dell'Appenino Meridionale, p. 15.
1909 *Sauvagesia austinensis* Toucas, Classif. et Evolution des Radiolitides, p. 96.
1911 *Durania austinensis* Parona, Nuovi studi sulle rudiste dell'Appennino, p. 287.

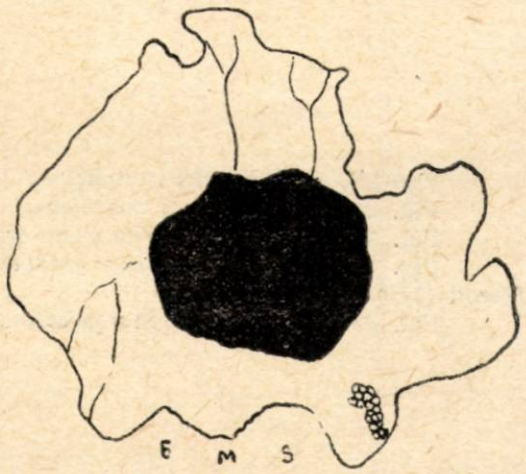


Fig. 26

Fragmentul pe care îl deținem este înglobat în rocă. Prin șlefuire s-a obținut secțiunea transversală a valvei inferioare. Limbul prezintă celule poligonale și striuri radiare ramificate dicotomic. Sînt vizibile depresiunile *E* și *S*, precum și interbanda care le separă și care apare incompletă. Partea întreagă este ușor dințată, indicînd prezența unor coaste fine (fig. 26).

Zăcămînt. Calcarele cu rudiști din valea Măgurii — Borod.

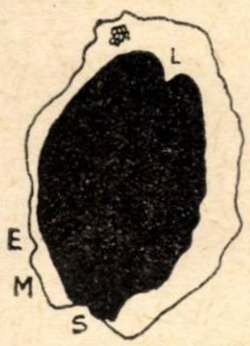


Fig. 27

Genul **Sauvagesia** Bayle, 1887

Sauvagesia sp.
(Pl. VI, fig. 59 și 60)

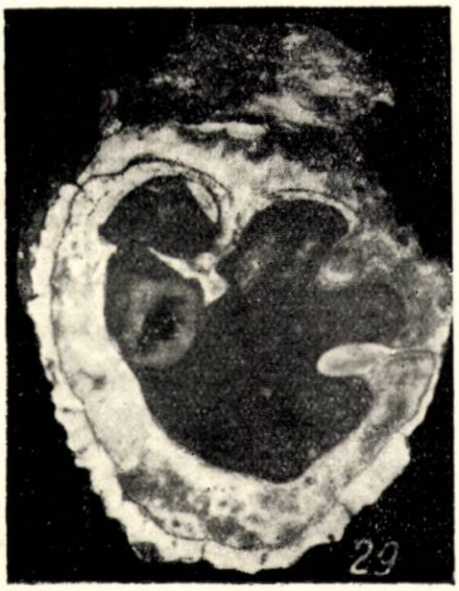
Formă mică, incompletă. Suprafața prezintă coaste longitudinale pronunțate și striuri de creștere ondulate strîns. Se observă creasta ligamentară redusă, precum și cele două benzi sifonale, separate de o interbandă largă și costulată. Limbul prezintă celule poligonale (fig. 27).

Zăcămînt. Valea Strîmturii — Borod.

PLANŞA I

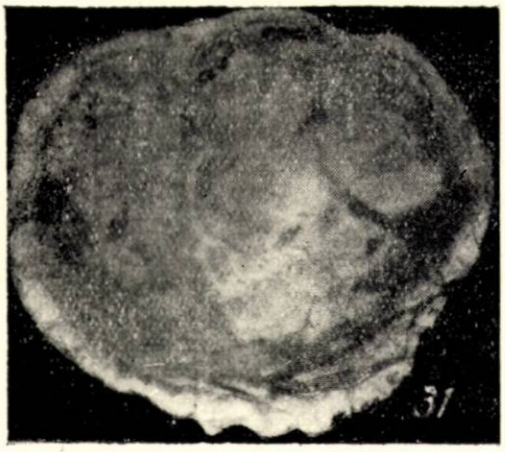
Fig. 28. — *Vaccinites gosaviensis* Douv., forma A. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 29. — *Vacccinites gosaviensis* Douv., forma B. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 30. — *Idem*. Se vede şi un fragment de *Durania* cf. *austinensis* (Roemer) Parona.
Fig. 31 şi 32. — *Vaccinites gosaviensis* Douv. var. *acicularis* nov. var. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 33. — *Vaccinites inaequicostatus* Münster. Gilău (1/1).

28

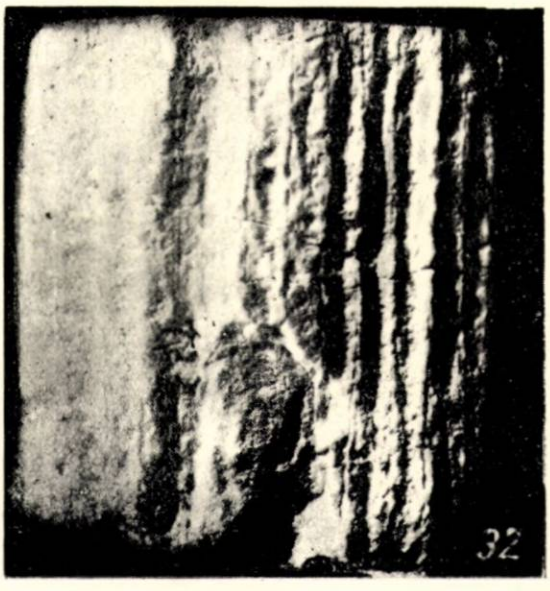


29

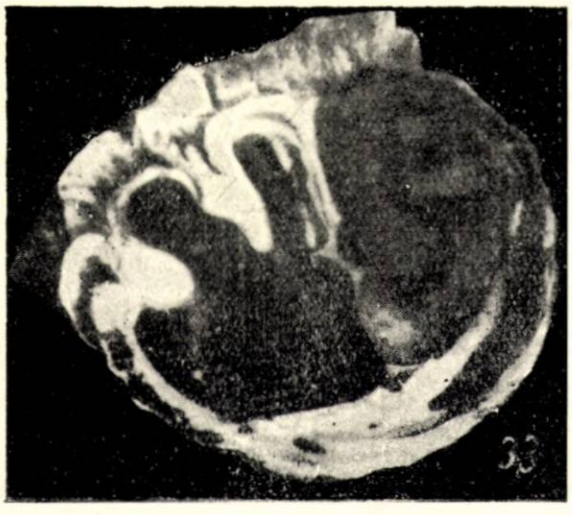
30



31



32

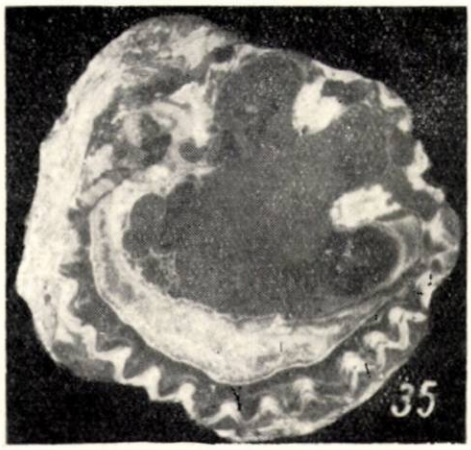


33

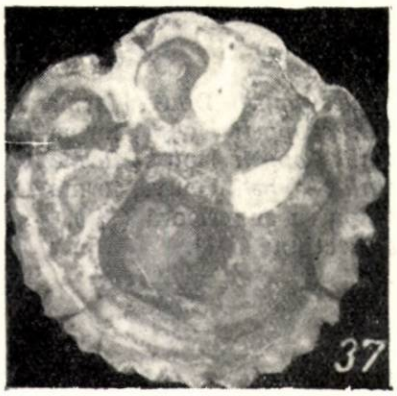
PLANŞA II

Fig. 34. — *Vaccinites sulcatus* Defr. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 35. — *Vaccinites sulcatus* Defr., forma A. Zalău (1/1).
Fig. 36. — *Vaccinites sulcatus* Defr., forma B. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 37. — *Vaccinites praesulcatus* Douv. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 38. — *Vaccinites archiaci* Mun. Chalmas, valva superioară ; forma A. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 39. — *Vaccinites archiaci* Mun. Chalmas, forma B. Valea Neagră — Borod (1/1).

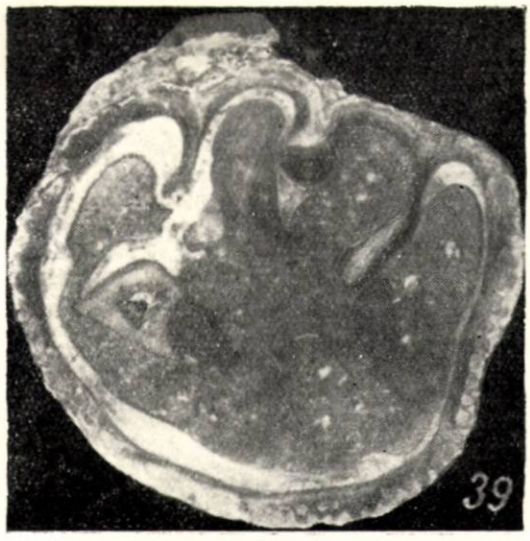
34


35

36

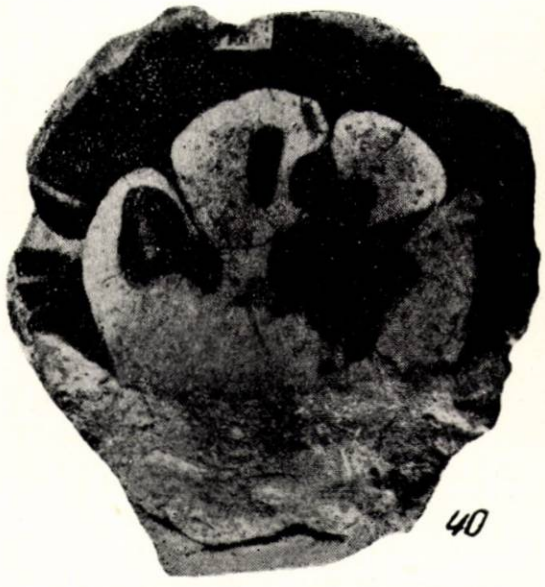

37

38

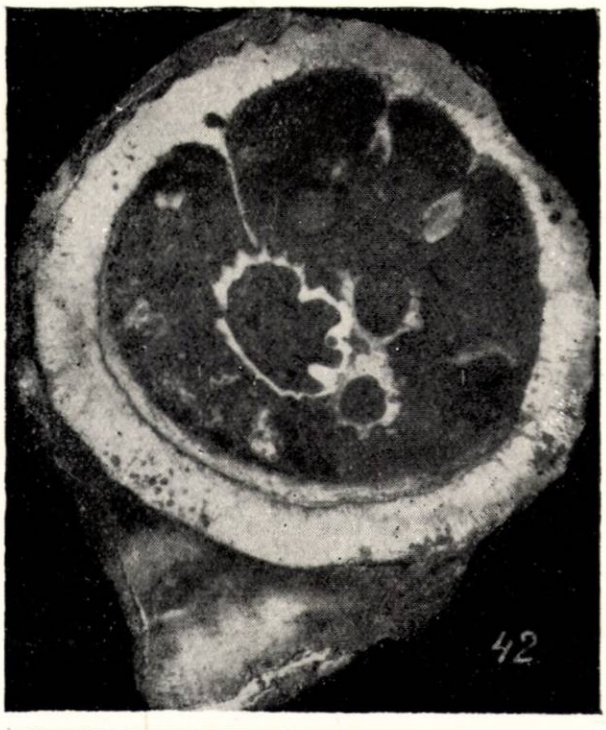

39

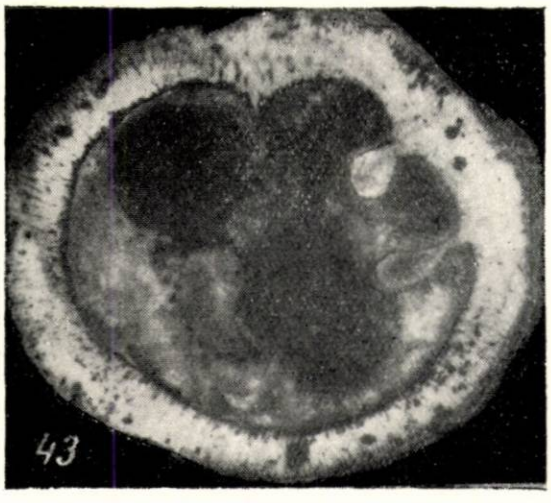
PLANŞA III

Fig. 40. — *Vaccinites oppeli* Douv., forma A. Sohodol (1/2).
Fig. 41. — *Vaccinites oppeli* Douv., forma B. Conop (1/1).
Fig. 42. — *Vaccinites oppeli* Douv., forma C. Conop (1/1).
Fig. 43. — *Vaccinites oppeli* Douv., forma D. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 44. — *Idem*, valva superioară (1/1).
Fig. 45. — *Idem*, secţiune (1/1).


40

41


42

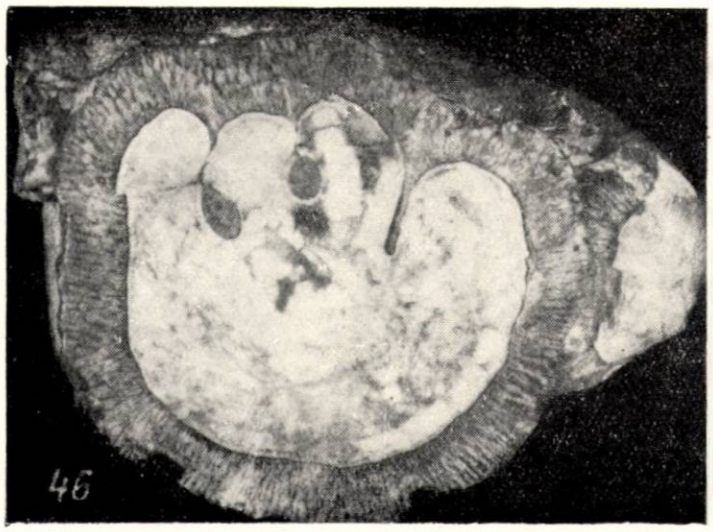

43

44

45

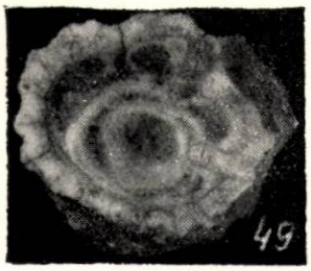
PLANŞA IV

Fig. 46. — *Vaccinites oppeli* Douv., forma E. Certej (1/1).
Fig. 47. — *Vaccinites oppeli* Douv., forma F. Conop (1/1).
Fig. 48. — *Hippurites colliciatus* Woodw. Valea Vidrişoarei (1/1).
Fig. 49. — *Hippurites exaratus* Zittel. Mustești (1/1).
Fig. 50. — *Hippurites nabresinensis* Futterer, forma A. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 51. — *Hippurites nabresinensis* Futterer, forma B. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 52 şi 53. — *Radiolites subsquamosus* Toucas. Valea Neagră — Borod (1/1).

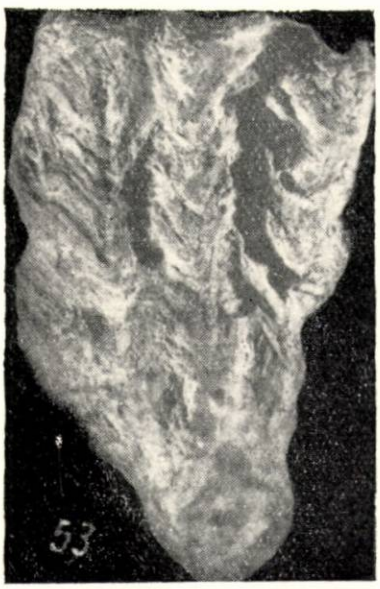

46

47

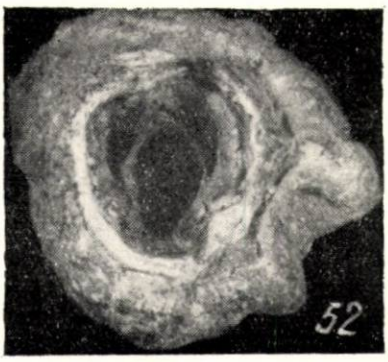
48


49

50


53

51

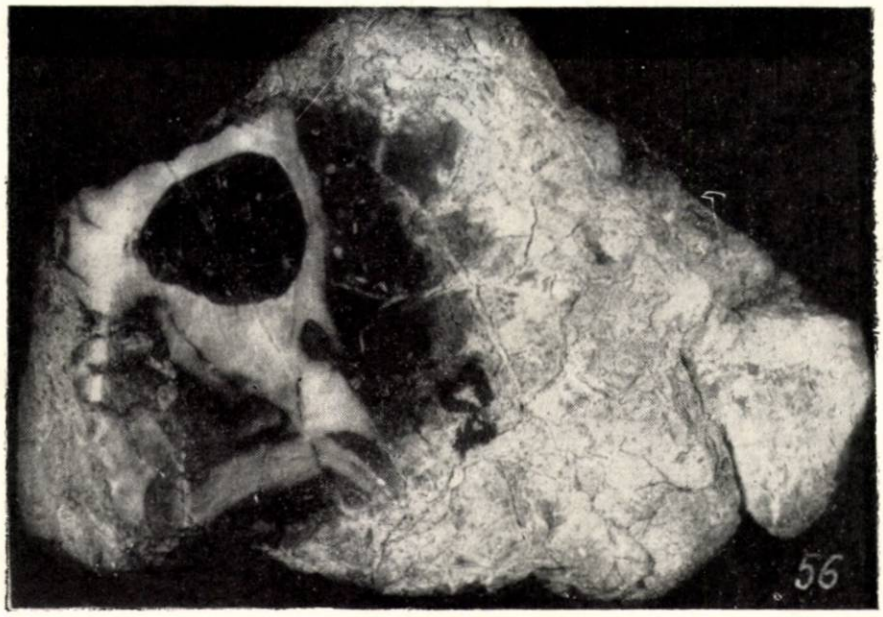

52

PLANŞA V

Fig. 54. — *Radiolites mammillaris* Matheron. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 55. — *Bournonia* aff. *africana* Douv. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 56. — *Bournonia bournonii* (Des Moulins) Fischer. Valea Strîmturii — Borod (1/1).
Fig. 57. — *Lapeirouseia* sp. Musteşti (1/2).
Fig. 58. — *Durania* cf. *austinensia* (Roemer) Parona. Valea Măgurii — Borod (1/1).

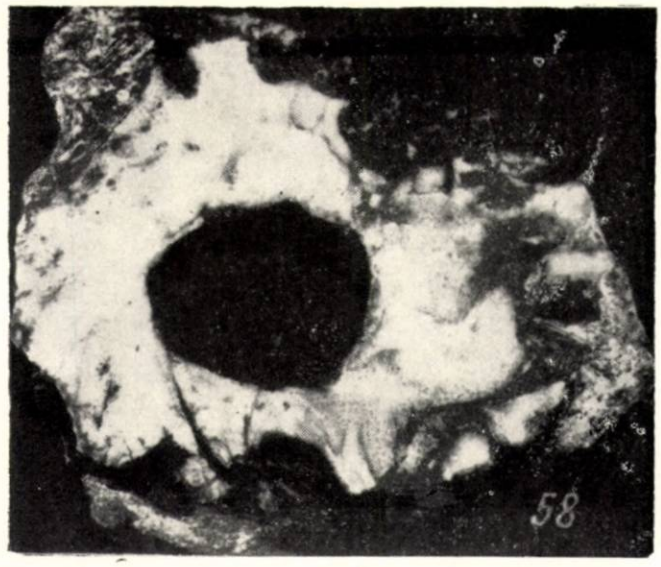
54

55



56

57



58

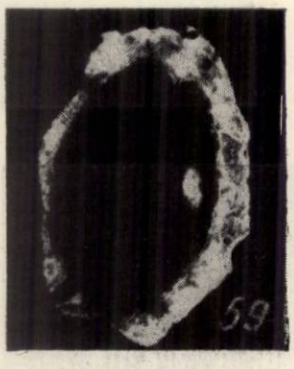


Fig. 59 şi 60. — *Sauvagesia* sp. Valea Strîmturii — Borod (1/1).

SCHIȚA RĂSPINDIRII RECIFILOR CU RUDIȘTI SENONIENI DE PE TERITORIUL MUNȚILOR APUSENI

0 15 Km

Oradea
Crișul Repede
Borod
Roșia
Remeți
Crișul Negru
Beiuș
Crișul Alb
Mureșul
Lipova
Conop
Zalău
v. Agrișului
v. Almașului
Someșul Cald
Someșul Rece
v. Iara
Iara
Ocoliș
Arieșul
Vidra
Cîmpeni
Abrud
Bulzești
Brad
1849
1826
1486

Legenda
Senonian
Recifi cu rudiști

c. 4112

Fig. 61

К ИЗУЧЕНИЮ ФАУНЫ РУДИСТОВ СЕНОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНЫХ ГОР

РЕЗЮМЕ

Фауна рудистов, распространенная в Западных Горах, изучалась до настоящего времени совместно с остальными ископаемыми.

В настоящей работе дается сводка всех форм рудистов, встреченных в указанном районе. До настоящего времени соответствующие отложения большинство исследователей относили к турону и сенону.

Обнажения рифовых известняков с рудистами распространены на всей территории Западных гор, что позволило авторам произвести определение различных экземпляров ископаемых этой группы, собранных в различных местонахождениях: в Бороде, Джилэу, в бассейнах рек Ариеш, Кришул Алб, в Конопе по долине Муреша.

Рифовые известняки с рудистами стратиграфически располагаются в нижней части или даже в основании разреза верхнего мелового. Исследованные формы относятся в большинстве случаев к восточной фаунистической ассоциации и представлены характерными фаунистическими ассоциациями: Hippuritidae (Vaccinites gosaviensis Douv., Vaccinites sulcatus Defr., Vaccinites inaequicostatus Münster, Vaccinites oppeli Douv.) Кроме этого были определены атлантические формы, как например: Vaccinites archiaci Mun. Chalmas, Lapeirouseia sp. или Sauvagesia sp., а также два вида Bournonia.

Вышеперечисленные формы несомненно указывают на верхнесантонский — нижнекампанский возраст рифовых известняков. Исключение составляет риф, обнажающийся по долине Видришоара на возвышенностях Деалул Бэланулуй и Деалул Чертеж, который на основании найденных форм Hippurites colliciatus Woodw., Hippurites nabresinensis Futterer и Vaccinites oppeli Douv. отнесены к нижнекампанскому.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 28. — Vaccinites gosaviensis Douv., форма A. Долина Нягрэ-Бород (1/1)
Рис. 29. — Vaccinites gosaviensis Douv., форма B. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 30. — То же. Наблюдается так же обломок Durania cf. austinensis (Roemer) Parona.
Рис. 31 и 32. — Vaccinites gosaviensis Douv. var. acicularis nov. var. Долина Нягрэ-Бород. (1/1)
Рис. 33. — Vaccinites inaequicostatus Münster. Джилэу (1/1).

Таблица II

Рис. 34. — Vaccinites sulcatus Defr., Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 35. — Vaccinites sulcatus Defr., форма A. Залэу (1/1).

Рис. 36. — Vaccinites sulcatus Defr., форма B. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 37. — Vaccinites praesulcatus Douv. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 38. — Vaccinites archiaci Mun. Chalmas. Верхняя створка, форма A. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 39. — Vaccinites archiaci Mun. Chalmas, форма B. Долина Нягрэ-Бород (1/1).

Таблица III

Рис. 40. — Vaccinites oppeli Douv., форма A. Соходоп (1/2).
Рис. 41. — Vaccinites oppeli Douv., форма B. Коноп (1/1).
Рис. 42. — Vaccinites oppeli Douv., форма C. Коноп (1/1).
Рис. 43. — Vaccinites oppeli Douv., форма D. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 44. — То же. Верхняя створка. (1/1).
Рис. 45. — То же. Сечение. (1/1).

Таблица IV

Рис. 46. — Vaccinites oppeli Douv., форма E. Чертеж (1/1).
Рис. 47. — Vaccinites oppeli Douv., форма F. Коноп (1/1).
Рис. 48. — Hippurites colliciatus Woodw. Долина Видришоара.
Рис. 49. — Hippurites exaratus Zittel. Вел. 1/1. Мустешть.
Рис. 50. — Hippurites nabresinensis Futterer, форма A. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 51. — Hippurites nabresinensis Futterer, форма B. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 52 и 53 — Radiolites subsquamosus Toucas. Долина Нягрэ-Бород (1/1).

Таблица V

Рис. 54. — Radiolites mammillaris Matheron. Долина Нягрэ-Бород (1/1)
Рис. 55. — Bournonia aff. africana Douv. Долина Нягрэ-Бород (1/1).
Рис. 56. — Bournonia bournonii (Des Moulins) Fischer. Долина Стрымтурий-Бород (1/1).
Рис. 57. — Lapeirouseia sp. Мустешть (1/2).
Рис. 58. — Durania cf. austinensis (Roemer) Parona. Долина Валя Мэгурий-Бород (1/1).

Таблица VI

Рис. 59 и 60. — Sauvagesia sp. Долина Стрымтурий-Бород (1/1).

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES RUDISTES DU SÉNONIEN DES MONTS APUSENI

RÉSUMÉ

La faune de Rudistes des monts Apuseni a jusqu'à présent été étudiée en même temps que les autres faunes rencontrées.

Dans le présent travail, l'auteur procède à l'inventaire des formes de Rudistes trouvées dans cette région. Jusqu'ici, les dépôts respectifs ont été attribués, par la plupart des chercheurs, au Turonien et au Sénonien.

Les points où l'on trouve des récifs à Rudistes sont répandus sur tout le territoire des monts Apuseni. Ainsi, par exemple, les auteurs ont

identifié des Rudistes dans le matériel provenant de Borod, Gilău, des bassins de l'Arieş et du Crişul Alb, ainsi que de Conop, dans la vallée du Mureş.

Au point de vue stratigraphique, les récifs à Rudistes sont situés à la partie inférieure ou à la base même de la succesion néocrétacée. Les formes étudiées appartiennent, pour la plupart, à la province faunique orientale et sont représentées surtout par des associations caractéristiques d'*Hippuritidae*, tels que *Vaccinites gosaviensis* Douv., *Vaccinites sulcatus* Defr., *Vaccinites inaequicostatus* Munster, *Vaccinites oppeli* Douv. En outre, on a identifié des formes atlantiques, comme *Vaccinites archiaci* Mun. Chalmas, *Lapeirouseia* sp., *Sauvagesia* sp., ainsi que deux espèces de *Bournonia*.

Les formes décrites attestent l'âge Santonien supérieur vers le Campanien inférieur, à l'exception des récifs de Valea Vidrişoara, Dealu Bălanului et Dealu Certej qui, par les formes de *Hippurites colliciatus* Woodw., *Hippurites nabresinensis* Futterer et *Vaccinites oppeli* Douv., qu'ils renferment, se rattachent au Campanien inférieur.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 28. — *Vaccinites gosaviensis* Douv., forme A. Valea Neagră—Borod (1/1).
Fig. 29. — *Vaccinites gosaviensis* Douv., forme B. Valea Neagră—Borod (1/1).
Fig. 30. — Idem. On y voit, en outre, un fragment de *Durania* cf. *austinensis* (Roemer) Parona.
Fig. 31 et 32. — *Vaccinites gosaviensis* Douv. var. *acicularis* n. var. Valea Neagră—Borod (1/1).
Fig. 33. — *Vaccinites inaequicostatus* Münster. Gilău (1/1).

Planche II

Fig. 34. — *Vaccinites sulcatus* Defr. Valea Neagră-Borod (1/1).
Fig. 35. — *Vaccinites sulcatus* Defr., forme A. Zalău (1/1).
Fig. 36. — *Vaccinites sulcatus* Defr., forme B. Valea Neagră-Borod (1/1).
Fig. 37. — *Vaccinites praesulcatus* Douv. Valea Neagră-Borod (1/1).
Fig. 38. — *Vaccinites archiaci* Mun. Chalmas, valve supérieure, forme A. Valea Neagră—Borod (1/1).
Fig. 39. — *Vaccinites archiaci* Mun. Chalmas, forme B. Valea Neagră — Borod (1/1).

Planche III

Fig. 40. — *Vaccinites oppeli* Douv., forme A. Sohodol (1/2).
Fig. 41. — *Vaccinites oppeli* Douv., forme B. Conop (1/1).
Fig. 42. — *Vaccinites oppeli* Douv., forme C. Conop (1/1).
Fig. 43. — *Vaccinites oppeli* Douv., forme D. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 44. — Idem, valve supérieure (1/1).
Fig. 45. — Idem, section (1/1).

Planche IV

Fig. 46. — *Vaccinites oppeli* Douv., forme E. Certej (1/1).
Fig. 47. — *Vaccinites oppeli* Douv., forme F. Conop (1/1).

Fig. 48. — *Hippurites colliciatus* Woodw. Valea Vidrişoara (1/1).
Fig. 49. — *Hippurites exaratus* Zittel. Musteşti (1/1).
Fig. 50. — *Hippurites nabresinensis* Futterer, forme A. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 51. — *Hippurites nabresinensis* Futterer, forme B. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 52 et 53. — *Radiolites subsquamosus* Toucas. Valea Neagră — Borod (1/1).

Planche V

Fig. 54. — *Radiolites mammillaris* Matheron. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 55. — *Bournonia* aff. *africana* Douv. Valea Neagră — Borod (1/1).
Fig. 56. — *Bournonia bournonii* (Des Moulins) Fischer. Valea Strîmturii — Borod (1/1).
Fig. 57. — *Lapeirouseia* sp. Musteşti (1/2).
Fig. 58. — *Durania* cf. *austinensis* (Roemer) Parona. Valea Măgurii — Borod (1/1).

Planche VI

Fig. 59 et 60. — *Sauvagesia* sp. Valea Strîmturii — Borod (1/1).

BIBLIOGRAFIE

1. Astre G., *Radiolitides Nord Pyrénéens.* Mém. Soc. Géol. de France, Nouv. Sér., 1954, t. XXXIII.
2. — *Recherches sur l'organisation et la vie des Radiolitides.* Mém. Soc. Géol. de France, Nouv. Sér., 1957, t. XXXVI.
3. Brinkmann R., *Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der Östlichen Nordalpen,* Sitzungsb. der Preuss. Akad. Wiss., 1935.
4. Douvillé H., *Etudes sur les Rudistes.* Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., 1890, nr. 6.
5. — *Etudes sur les Rudistes.* Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., 1910, nr. 41.
6. — *Les Rudistes et leur évolution.* Bull. Soc. Géol. de France, 1935, t. V.
7. Deschasseaux C., *Essai sur la Paléobiologie des Rudistes. Le genre Bournonia.* Ann. de Paléont., 1949, t. XXXV.
8. Felix I., *Die Kreideschichten bei Gosau.* Palaeontografica, 1908, nr. 54.
9. Futterer I., *Über die Hippuriten von Nabresina.* Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges., 1893, vol. XIV.
10. Givulescu R., *Contribuţiuni la studiul cretacicului superior din bazinul Borod.* Stud. şi cercet. şt. Cluj, 1954.
11. Ilie M., *Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le Bassin de l'Arieş.* Ann. Inst. Géol. Roum., 1932, vol. XVII.
12. Kühn O., *Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten.* Neues Jahrb. für Geol. Min. Paleont. Blg., 1933, vol. 70.
13. — *Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten.* N. Jahrb. für Geol. Min. Paleont. Blg., 1937, vol. 78, partea B.
14. — *Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten.* N. Jahrb. für Geol. Min. Paleont. Blg., 1942, vol. 88, partea a 8-a.
15. — *Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten.* N. Jahrb. für Geol. Min. Paleont. Blg., 1945, vol. 89, caiet 1—12.
16. — *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten.* Sitzungsb. der Öst. Akad. Wiss., 1947, vol. 3—4.
17. Lóczy L. V., *Zur Kenntnis der Gosau-und Flyschbildungen in der Gegend von Aranyos.* Föld. Közl., 1917, vol. XLVII.
18. Macovei G. et Atanasiu I., *Evolution géologique de la Roumanie. Crétacé.* An. Inst. geol. Rom., 1934, vol. XV.
19. Milovanovič B., *Rudista fauna Jugoslaviae.* Ann. Géol. de la Pén. Balc., 1934, vol. XII, nr. 1, 2.

20. Milovanovič B., *Sur les Rudistes du Maastrichtien dans la partie orientale de la Péninsule Balkanique.* Geologica Balcanica, 1935, vol. I, nr. 3.
21. Пчелницев Н., *Фауна Gasteropode отложений верхнего мелового Закавказья и Центральной Азии*, Москва, 1953.
22. Toucas A., *Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites.* Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., 1903, nr. 30.
23. — *Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitides.* Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., 1908, nr. 36.
24. Weigel O., *Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens.* Jahrb. d. Geol. Bundesanst., 1937.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DUNĂREANĂ DINTRE RÎUL ARGEȘ ȘI VALEA MOSTIȘTEI

DE

E. LITEANU și T. BANDRABUR

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie din 12—15 mai 1960

INTRODUCERE

Regiunea studiată este cuprinsă între rîul Argeș în continuare cu rîul Dîmbovița la V și valea Mostiștei la E. Limita nordică urmărește în general o linie V—E, ce trece prin comunele Progresul și I. C. Frimu, iar fluviul Dunărea constituie limita sudică.

Pentru clarificarea unora din problemele legate de stratigrafia depozitelor antecuaternare, am fost obligați să extindem cercetările noastre, atît la E cît și spre V de limitele mai înainte arătate.

Teritoriul menționat a fost cercetat în trecut de diferiți autori, la care ne vom referi în cadrul lucrării.

Lucrarea de față are scopul de a aduce noi contribuții la cunoașterea constituției geologice a acestei regiuni; în acest sens ne-am propus să completăm observațiile făcute de autorii din trecut și totodată să prezentăm unele constatări reieșite din cercetările noastre.

În cadrul teritoriului studiat, depozitele antecuaternare, cu excepția celor levantine, nu apar la zi. Forajele de mică adîncime, executate în regiunea dunăreană, au adus însă dovezi că la alcătuirea geologică a acesteia iau parte depozite cretacice, pliocene și cuaternare.

În scopul sistematizării expunerii, forajele la care ne-am referit au primit un număr de ordine începînd de la E spre V, iar amplasamentele lor au fost figurate pe schița din figura 5.

CRETACICUL

Prezenţa cretacicului a fost stabilită la adîncimi relativ mici, între Mărculeşti la E şi Putinei (pe Călmăţui) la V.

În forajul de la Mărculeşti (nr. 1), cretacicul a fost întîlnit la adîncimea de 322 m (cota — 279 m), reprezentat prin nisipuri glauconitice verzi, din care S a b b a Ş t e f ă n e s c u (20) a citat următoarele forme:

Cidaris subvesiculosa d'Orb.
Pentacrinus sp.
Microbatia coronula Goldf.
Belemnites cf. *subfusiformis* Rasp.
Belemnites sp.

Deşi pe harta geologică 1 : 500 000, aceste nisipuri au fost atribuite senonianului, totuşi — pe baza faunei citate — noi înclinăm să le atribuim albianului.

De la adîncimea de 492 m (—448 m) pînă la adîncimea de 676 m (—633 m) urmează o alternanţă de marne, calcare şi gresii, suportată de un pachet de calcare, în care forajul a fost oprit la adîncimea de 755 m (—712 m).

Succesiunea de depozite dintre 492 şi 755 m a fost raportată barremianului (harta geologică a R.P.R. 1 : 500 000).

În forajul de la Dudeşti, pe Borcea (nr. 2), la adîncimea de 30 m (—20 m), s-au întîlnit calcare masive care au fost atribuite barremianului (7).

La Roseţi (foraj nr. 3), cretacicul este reprezentat prin nisipuri verzi, glauconitice, de vîrstă albiană, începînd de la adîncimea de 25 m (—9 m) (7).

La Călăraşi (foraj nr. 5) de la adîncimea de 30 m (—4 m) s-a intrat într-o alternanţă de nisipuri verzi, glauconitice, cu gresii glauconitice, atribuite de asemenea albianului (7).

În cele două foraje de la Vaidomir (nr. 8 şi 9), dintre care unul este situat pe lunca Dunării şi al doilea pe terasa joasă a fluviului, cretacicul a fost întîlnit la adîncimea de 38 m (—23 m), reprezentat prin nisipuri mărunt-fine, verzui, glauconitice, pe care le raportăm albianului.

În forajul de la Tatina (nr. 24), amplasat pe terasa joasă, nisipurile glauconitice apar de la adîncimea de 39 m (—17 m). Din aceste nisipuri am identificat resturi de *Neohibolites minimus* (List.), care confirmă vîrsta albiană a acestor depozite.

La N de oraşul Oltenița, în punctul Oltenița rurală (foraj nr. 31), limita superioară a nisipurilor glauconitice albiene este situată la adîncimea de 34 m (—20 m); nisipurile conţin de asemenea exemplare de *Neohibolites minimus* (List.).

La S de oraşul Oltenița, în zona portului (foraj nr. 30), aluviunile Dunării, stau peste calcare cretoase albe, în care sînt vizibile numeroase fragmente de hexacoralieri.

Faţă de faptul că limita cuaternar-cretacic este plasată la cota — 5 m, presupunem că nisipurile glauconitice albiene au fost îndepărtate prin eroziune, fluviul adîncindu-şi albia probabil în calcare barremiene, care apar la zi pe dreapta Dunării, la Turtucaia în R.P. Bulgaria unde au fost citate de S t. M a n o l e s c u (12), (13).

În forajul de la SSE de Căscioarele (nr. 36), cretacicul a fost întîlnit la adîncimea de 30 m (—12 m), reprezentat prin calcare masive albe, lăptoase, asemănătoare calcarelor barremiene din Dobrogea de sud.

La S de localitatea Daia s-au executat două foraje (nr. 40 și 41), care au pus în evidență, începînd de la adîncimea de 33 m (—11 m), prezența unor marne cenușii-verzui, cu intercalații de gresii, din care am recoltat exemplare de *Neohibolites minimus* (List.), care pledează pentru vîrsta lor albiană.

Este interesant de semnalat faptul că, în partea de E a zonei Giurgiu-port, sondajele executate pe insula Ciobanu (nr. 47) și insula Mocanu (nr. 48), au întîlnit, la adîncimea de 15 m (+4 m), marne albiene. Forajul executat în partea de V a portului (nr. 49), a intrat la adîncimea de 8,75 m (+10,25 m) în calcare albe lăptoase, probabil de vîrstă barremiană.

O situație similară se constată și în partea de N a orașului Giurgiu. Într-adevăr, în forajul de la stația C.F.R. (nr. 44), la adîcimea de 19 m (+ 4 m), s-au întîlnit marne albiene. Spre V, la uzina de apă (foraj nr. 46), sub aluviuni, s-a intrat la adîncimea de 19 m (+ 1 m) în calcare masive, probabil barremiene, care au fost străbătute pînă la adîncimea de 120 m.

La Arsache (foraj nr. 50), începînd de la adîncimea de 14 m (+ 6 m), se constată apariția unui pachet de marne cenușii-vinete, compacte, identice cu marnele albiene întîlnite în forajele din zona Giurgiu. Marnele au fost cercetate din punct de vedere micropaleontologic [1]), stabilindu-se cu această ocazie următorul conținut microfaunistic:

Ammodicus glabratus Cushman et Jarvis
Spiroplectamina lalickeri Albriton et Phleger
Spiroplectamina semicomplanata (Carsey)
Spiroplectamina laevis (Roemer)
Spiroplectamina anectens (Parker et Jones)
Verneuilina münsteri (Reuss)
Marssonella oxycona (Reuss)
Dorothia glabrata Berthelin
Dorothia gradata (Berthelin)
Arenobulimina chapmani Cushman
Triloculina sp.
Frondicularia planifolium Chapmani
Frondicularia multisepta Brotzen
Vaginulina secta Reuss
Dentalina aculeata d'Orb.
Dentalina communis d'Orb.
Dentalina gracilis d'Orb.
Dentalina distincta Reuss
Dentalina legumen Reuss
Dentalina cylindroides Reuss
Dentalina oligostegia Reuss
Dentalina sp.
Marginulina folkestonensis Chapmani
Marginulina hamuloides Brotzen
Marginulina aequivoca Reuss
Cristellaria ingenua Berthelin
Robulus ovalis (Reuss)
Robulus münsteri (Roemer)
Robulus isidis (Schwager)
Nodosaria nuda Reuss
Nodosaria obscura Reuss
Nodosaria sp.
Glandulina manifesta Reuss
Globorotalites multisepta Brotzen
Anomalina berthelini Ten Dam
Anomalina clementiana (d'Orb.)
Anomalina complanata (Berthelin)
Cibicides harperi (Sandidze)
Rotalipora appenninica (Renz)
Gyroidina globosa (Hagenow)
Tritaxia pyramidata (Reuss)
Plectina watersi Cushman
Cristellaria ingenua Berthelin
Gaudryna rugosa d'Orb.
Eggerelina mariae Ten Dam
Chrysalogonium cretaceum Cushman et Church
Polymorphina cretosa Berthelin
Polymorphina prisca Reuss
Pleurostomella reussi Berthelin

[1]) Toate determinările micropaleontologice prezentate în lucrarea de față au fost executate de către M. Tocorjescu.

Conținutul micropaleontologic al acestor probe deşi ar pleda pentru o vîrstă albian-cenomanian, totuşi pe baza identităţii litologice semnalate, noi înclinăm să le atribuim albianului.

În forajele situate pe lunca şi terasa joasă a Dunării (nr. 52 şi 51), în dreptul comunei Pietroşani, la adîncimea de 12 m (+ 7 m), în primul foraj şi la adîncimea de 10 m (+ 13 m), la al doilea foraj s-a intrat într-o alternanță de marne cu gresii cenuşii-verzui, probabil albiene. Aceleaşi depozite au fost întîlnite şi în forajul nr. 57, executat la Bujoru, care au fost analizate din punct de vedere micropaleontologic, punîndu-se în evidență următoarea microfaună :

Robulus ovalis Reuss
Robulus sternalis (Schwager)
Dentalina xiphioides Reuss
Dentalina cf. *cognata* Reuss
Marginulina bullata Reuss
Marginulina tenuissima Reuss
Marginulina mülleri Reuss
Marginulina austinana Cushman
Marginulina texasensis Cushman
Marginulina dispar Reuss
Marginulina cf. *tripleura* Reuss
Marginulina cenomana Shako
Marginulina curvatura Cushman
Marginulina joenesi Reuss
Marginulina taylorana Cushman
Marginulina stephensoni Cushman
Marginulina cf. *soluta* Reuss
Marginulina inequalis Reuss
Marginulina dorsata Cushman
Marginulina grata Reuss
Marginulina cf. *humilis* Reuss
Dentalina longiscata d'Orb.
Dentalina nana Reuss
Dentalina aculeata Reuss
Dentalina xiphoides Reuss
Dentalina deflexa Reuss
Dentalina inepta Reuss
Dentalina solvata Cushman
Dentalina gracilis d'Orb.
Dentalina westfalica var. *colva* Franke
Dentalina hamulifera Reuss
Dentalina cf. *farcimen* Sold.
Dentalina inornata d'Orb.
Dentalina tenuicollis Reuss
Dentalina cf. *soluta* Reuss
Dentalina legumen Reuss
Dentalina sp.
Robulus pulchella Reuss
Robulus macrodiscus Reuss
Robulus circumcidanea Berthelin
Robulus gaultinus Berthelin
Robulus oligostegius (Reuss)
Robulus isidis (Schwager)
Robulus münsteri (Roemer)
Robulus subalatus Reuss
Robulus ingenuus Reuss
Robulus grata Reuss
Robulus obliqua Hagenow
Robulus scitulus Berthelin
Robulus cenomana Shako
Robulus sp.
Globigerina globigerinelloides Subbotina
Globigerina sp.
Globorotalia multisepta Brotzen
Globorotalites multisepta Brotzen
Anomalina complanata Reuss
Anomalina nitida Reuss
Anomalina intermedia Berthelin
Anomalina berthelini Ten Dam
Anomalina sp.
Planulina schloembachi (Reuss)
Lenticulina rotulata Lamark
Nodosaria prismatica Reuss
Nodosaria longiscata d'Orb.
Nodosaria sceptrum Reuss
Nodosaria bactroides Reuss
Nodosaria cf. *raphanistrum* Linné
Nodosaria nuda Reuss
Nodosaria sp.
Vaginulina arguta Reuss
Vaginulina secta Reuss
Vaginulina eichenbergi Ten Dam
Vaginulinopsis cephalotis (Reuss)
Tritaxia pyramidata Reuss
Ramulina aculeata d'Orb.
Ramulina sp.
Polymorphina prisca Reuss
Enautiodentalina communis (d'Orb.)
Enautiovaginulina sp.
Glandulina mutabilis Reuss
Glandulina manifesta Reuss
Lagena globosa Walker
Lagena sp.
Spiroplectinata annectens (Parker et Jones)
Haplophragmoides sp.
Dorothia gradata (Berthelin)
Eggerelina mariae Ten Dam
Lingulina sp.
Ammodiscus gaultinus Berthelin
Frondicularia sp.
Elipsonodosaria sp.

Eoguttulina anglica Cushman et Ozawa
Pyrulina sp.
Textularia sp.
Trochamina sp.
ostracode
spiculi de echinide

Asociația microfaunistică menționată justifică atribuirea acestor depozite albianului.

În zona Zimnicea, forajele amplasate pe terasa joasă și pe lunca Dunării (nr. 61 și 62) au întîlnit depozitele cretacice la adîncimea de 24 m (+ 5 m) pe terasa joasă și la adîncimea de 22 m (—2 m) pe luncă, constituite din marne nisipoase cenușii-vinete.

Analiza micropaleontologică a unor probe recoltate din aceste marne a stabilit următorul conținut microfaunistic :

Foraj Zimnicea N, pe terasa joasă :

Marginulina curvatura Cushman
Marginulina cf. *recta* Cush.
Marginulina navarroana Reuss
Marginulina austinana Cushman
Marginulina tenuissima Reuss
Dentalina legumen Reuss
Robulus ovalis Reuss
Robulus gratua Reuss
Robulus simplicissimus Reuss
Robulus macrodiscus Reuss
Robulus münsteri (Roemer)
Robulus tripleura Reuss
Vaginulina eichenbergi Ten Dam
Globigerina globigerinelloides Subbotina
Globorotalia multiloculata Morow
Anomalina berthelini Ten Dam
Cibicides subcarinatus Cush. et Deaderick
Textularia foeda Reuss
spiculi de echinide, ostracode

Foraj Zimnicea S, pe luncă :

Marginulina bullata Reuss
Marginulina tenuissima Reuss
Marginulina cf. *dispar* Reuss
Marginulina cf. *recta* (Cush.)
Marginulina curvatura Cushman
Marginulina jonesi Reuss
Robulus ovalis Reuss
Robulus navarroensis (Plummer)
Robulus grata Reuss
Robulus münsteri (Roemer)
Robulus subalata Reuss
Robulus oligostegia Reuss
Globigerina globigerinellinoides Subbotina
Epistomina chapmani Ten Dam
Epistomina spinulifera Reuss
Anomalina berthelini Ten Dam
Anomalina rudis Reuss
Dentalina cylindroides Reuss
Globorotalia multiloculata Morow
ostracode, spiculi de echinide

Conținutul micropaleontologic al depozitelor descrise mai înainte pledează pentru o vîrstă probabil albiană. Menționăm că în forajul nr. 61 de pe lunca Dunării marnele albiene stau peste calcare masive de culoare cenușie, în care nu s-au găsit resturi fosile. Din lipsa argumentelor paleontologice, vîrsta acestor calcare rămîne o problemă deschisă.

În forajul de la Furculești, pe Urlui (nr. 67), depozitele cretacice apar de la adîncimea de 118 m (—69 m) și sînt alcătuite din calcare cretoase cu silexuri.

Într-o probă din aceste calcare, recoltate de la adîncimea de 121 m, s-a identificat următoarea microfaună :

Marssonella oxycona (Reuss)
Nodosaria sp.
Robulus macrodiscus Reuss
Frondicularia archiaciana d'Orb.
Pleurostomella subnodosa Reuss
Gümbelina globosa (Ehrenberg)
Globorotalites micheliniamus (d'Orb.)
Globotruncana arca Cushman
Globotruncana fornicata Plummer
Gyroidina girardana (Reuss)
Stensioina exculpta Reuss
Eponides sp.
Anomalina clementiana (d'Orb.)
Planulina spissocostata Cushman
ostracode, oase de pești

Pe baza acestei asociații, s-au atribuit depozitele de sub adîncimea de 118 m senonianului.

Mai spre NV, la Putineiu pe Călmățui (foraj nr. 68), cretacicul a fost întîlnit la adîncimea de 167 m (—76 m), reprezentat de asemenea prin calcare cretoase.

S-au cercetat din punct de vedere micropaleontologic probe ridicate dintre adîncimile de 167 și 174 m, în care s-au identificat următoarele forme :

Heterostomella mexicana Cushman
Marssonella oxycona (Reuss)
Arenobulimina sp.
Palmula primitiva Cushman
Palmula jarvisi Cushman
Frondicularia verneuliana d'Orb.
Frondicularia watersi Cushman
Marginulina austinana Cushman
Dentalina basiplanata Cushman
Robulus macrodiscus (Reuss)
Bolivinoides decorata (Jones)
Gümbelina plummerae Roetterle
Bulimina reussi Morow
Buliminella carseyae Plummer
Stensioina exculpta (Reuss)
Gyroidina girardana (Reuss)
Eponides haidingeri (d'Orb.)
Globigerinella aspera Ehrenberg
Globotruncana arca Cushman
Globorotalites michelinianus (Cushman)
Planulina spissocostata Cushman
Planulina taylorensis (Carsey)
Anomalina ammoinoides (Reuss)
Anomalina clementiana d'Orb.
Cibicides harperi (Sandidge)
Cibicides stephensoni Cushman
Pullenia coryell (White)
dinți de pește, spiculi de spongieri și echinide, ostracode

Asociația microfaunistică specificată constituie un argument pentru raportarea acestor depozite senonianului.

În forajul executat de I.S.E.M. la Atîrnați [1]) (nr. 59), cretacicul a fost întîlnit de la adîncimea de 166 m (—126 m), reprezentat la partea superioară prin calcare marnoase, atribuite senonianului.

★

Din datele menționate reiese că în zona dunăreană se întîlnesc depozite aparținînd cretacicului inferior sau mediu, în timp ce spre partea centrală a cîmpiei apar depozite cretacic superioare. Ne exprimăm părerea că absența depozitelor cretacic superioare din zona dunăreană cercetată ar putea fi pusă în legătură cu îndepărtarea lor prin eroziune.

Totodată se constată că suprafața limită postcretacic-mezozoic se afundă dinspre vorland spre interiorul arcului dunărean, fapt care confirmă profilele întocmite în această regiune de E. Liteanu (6).

Extensiunea probabilă a termenilor cretacicului, care iau parte la alcătuirea suprafeței limită postcretacic-mezozoic, a fost reprezentată în schița din figura 6.

PLIOCENUL

În regiunea dunăreană cercetată de noi, pliocenul este reprezentat prin etajele : pontian, dacian și levantin, meoțianul fiind absent.

[1]) Datele privind forajul de la Atîrnați ne-au fost comunicate verbal de D. Patrulius.

Succesiunile stratigrafice aparținînd pliocenului, stabilite pe baza datelor de foraj, au fost înscrise în tabloul nr. 1.

Ponțianul. Prezența ponțianului a fost citată încă din trecut în punctele: Mărculești (20), Stoenești și Cuza Vodă (7) unde este reprezentat prin marne cenușii cu intercalații de marne nisipoase. Depozitele ponțiene se extind însă larg spre V, după cum reiese din constatările noastre. Într-adevăr în forajele de la Vaidomir (nr. 8 și 9), amplasate pe luncă și pe terasa joasă a Dunării, s-a pătruns la adîncimea de 25 m (—10 m) în luncă și la adîncimea de 32 m (—10 m) în terasa joasă, într-un pachet de marne nisipoase cenușii-vinete, cu fragmente de *Monodacna* sp. și *Didacna* sp., pe care le-am atribuit ponțianului.

Aceleași depozite conținînd fragmente de moluște, care caracterizează ponțianul, au fost întîlnite și în forajele executate la Tatina (nr. 24, 25 și 26) și Căscioarele (nr. 36).

În forajele de la S de localitatea Daia (nr. 40 și 41), prezența ponțianului a fost pusă în evidență de la adîncimea de 24 m (—2 m), unde este reprezentat prin marne nisipoase cenușii închis, care conțin următoarele forme:

Zagrabica reticulata Ștef.
Viviparus neumayri neumayri Brus.
Hydrobia pontilitoris Wenz.
Prosodacna heberti Cob.
Prosodacna sp.
Micromelania coelata Brus.
Congeria triangularis Partsch.
Zagrabica sp.
Didacna sp.
Viviparus sp.
Congeria sp.

Dacianul. În regiunea studiată, depozitele daciene nu apar la zi; în trecut, ele au fost semnalate în foraje la: Mărculești (12), Mînăstirea, Potcoava și Căscioarele (7). Forajele executate în ultimul timp la Vaidomir, Spanțov, Curcani, Tatina, pădurea Chichinețu, Daia, Sf. Gheorghe, Viișoara, Conțești, Bujoru, Piatra, Furculești și Putineiu au întîlnit dacianul la adîncimile înscrise în tabloul nr. 1.

Depozitele daciene sînt alcătuite din nisipuri mărunte și fine, cenușii-albicioase, micacee; în unele puncte, nisipurile sînt slab coezive, datorită unui liant argilos sau marnos.

Nisipurile daciene sînt în general foarte fosilifere; conținutul lor paleontologic a fost înscris în tabloul nr. 2[1]).

Levantinul. Apare la zi pe fruntea sudică a Cîmpului Burnaz, de la V de Căscioarele și pînă la Frățești (6), unde este reprezentat la bază prin tufuri calcaroase, acoperite de marne, nisipuri și argile.

În punctul Slonu, I. Z. Barbu și V. Barbu (3) au recoltat din argilele levantine o bogată faună de moluște fosile, care caracterizează levantinul.

---

[1]) Menționăm că la identificarea formelor citate în tabloul nr. 2 a colaborat și geolog Ecat. Schoverth.

Tabloul nr. 1

Succesiunile stratigrafice ale Cîmpiei Dunărene dintre Ialomiţa şi Călmăţui–Urlui

Nr. foraj	Localitatea	Unitatea morfologică	Cota m	Q_5	Q_4	Q_3	Q_2	Q_1	P_4	P_3	P_2	P_1	M_3	S	T_c	A	B	HV	M
1	Mărculeşti *)	C	43	P	–	Pn 38,10	–	N, P 71,80	A 105,00	N 171,00	An 178	–	P			N, C 492,00	C 755		
2	Dudeşti pe Borcea *)	L	11	Apn, N, P 31	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	C 31,30		
3	Roseţi*)	L	16	Apn, N, P 25	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	N 39,50			
4	Stoeneşti *)	t_4	21	Apn 20,50	N, P 32,00	–	–	–	–	–	An 45,00	–	–	–	–	N 130,00			
5	Călăraşi *)	t_4	21	Apn 17,00	N, P 30,00														
6	Fleva	C	42	P	–	Pn 32,10	–	N,P 51,70	Mn 55,00	–						–			
7	Indepen-denţa 200 m E	t_3	36	P	Pan, N, P 36,50	–	–	–	A, Tc 44,20										
8	Vaidomir	t_4	22	Pan 14,80	N, P 26,15	–	–	–	–	Nm 32,60	M, A 45,60	–	–	–	–	N 50,10			
9	Vaidomir	L	15	Apn, N,P 18,10	–	–	–	–	–	Nm 25,60	M,A 38,10	–	–	–	–	N 50,10			
10	Cuza Vodă*)	L	15	Apn, N, P 27,30	–	–	–	–	–	–	M 41,00								
11	Potcoava	L	16	Apn, N, P 7,00	–	–	–	–	An, Tc 29,00	N 40,20									

12	Bogata	L	15	Apn, N, P 15,50	—	—	—	—	Na,A 33,00	N 36,40												
13	Andolina 2,5 km N	t_3	37	P	Pa, N 28,40																	
14	Boşneagu 1,5 km E	t_3	36	P	Pa, N, P 29,50																	
15	Mînăstirea*)	L	15	Pan, N, P 15,00	—	—	—	—	An, Tc 30,00	N 44,30												
16	Odaia Vlădichii	L	16,50	Pan 7,50	—	—	—	N, P 19,80	An, Tc 38	Np 40,50												
17	Curăteşti	C	50	P	—	Pan 22,70	M,N 40,50															
18	Tăriceni	C	55	P	—	Pan 25,20																
19	Frăsinet	C	41	P	—	Pan 20,00	A 22,50	N, P 69,70	A 71,00													
20	I. C. Frimu	L	19	Apn, Mî, N 12,70	—	—	A 16,20	N,P,A 38,00														
21	Săruleşti	C	60	—	—	Pan 30,30	A,N 112,00	N, P 149														
22	Mînăstirea 1,5 km N	t_3	36	P	Pan, N, P 30,25																	
23	Spanţov	L	15	An, Mî, N, P 25,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	N, G 28,80						
24	Tatina N	t_4	22	Ap, N 14,75	N, P 26,20	—	—	—	—	Nm 29,70	Mn 39,30	—	—	—	—	N 46,98						

Tabloul nr. 1 (urmare)

Nr. foraj	Localitatea	Unitatea morfologică	Cota m	Q_5	Q_4	Q_3	Q_2	Q_1	P_4	P_3	P_2	P_1	M_3	S	Tc	A	B	HV	M
25	Tatina 1,5 km N	t_3	36	P	Pan, N, P 35,60	—	—	—	—	Nm 45,20	Mn 58,00								
26	Tatina 3 km N	T_A	43	P	Pan 27,00	N, P 32,30	—	—	—	N 55,20	Mn 60,20								
27	Pădurea Chichineţu	T_A	42	P	Pan 26	N, P 31,65	—	—	An 65,70	N 68,73									
28	Pădurea Ciornuleasa	C	54	P	—	Pan 24,60	A 32,40	N, P 35,20	A, N 45,40										
29	Ulmeni	t_3	37	P	Pn, N, P 27,60														
30	Oltenița port *)	L	16	An, Mî, N, P 21,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Cer 30,00		
31	Oltenița rurală	L	17	N, An, N, P 34,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	N 37,25			
32	Mitreni	L	24	Na, N, P 17,00	—	—	—	—	P	P	Mn 61,80	—	—	—	—	G 71,60			
33	Curcani	L	25	Na, N, P 13,20	—	—	—	—	A, N 42,00	N 47,60									
34	Şoldanu	L	28	Na, N, P 10	—	—	—	—	An 40,17										
35	Căscioa-rele V*)	C	36	P	—	—	A 7	N, P 11,00	A,N,Tc 42,00	N 61,00									

36	Căscioa-rele SSE	L	18	Na, Mf, N, P 28,10	—	—	—	—	—	—	Mn 30,08	—	—	—	—	—	C 30,40		
37	Daia V pe vale	C	48	A, N, P 9,60	—	—	—	—	A, N 29,70	N 42,25									
38	Daia VSV	t_4	29	A, Pn, N 18,70	N, P 26,30	—	—	—	—	N 41,62									
39	Sf. Gheor-ghe pe vale	C	34	A, N, P 9,10	—	—	—	—	A, N 27,20	N 43,00									
40	Daia 1 km S	t_4	23	Apn, N 10,35	N, P 27,75	—	—	—	—	Np 30,00	Mn, N 37,60	—	—	—	—	M 39			
41	Şos. Bucu-reşti-Giur-giu bifur-caţia spre Frăteşti	t_4	22	Apn, N 9,40	N, P 24,20	—	—	—	—	—	Mn,N 33,00	—	—	—	—	M 41,00			
42	Remuş N	t_4	23	Apn, N 10,90	N, P 22,40														
43	Remuş S	t_4	22	An, N 9	N, P 20,00														
44	Staţia C.F.R. Giurgiu	t_4	23	An, N 9	N, P 19,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M 20			
45	Fabrica de zahăr Popa Şapcă-Giurgiu	L	19	N, P 22,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M 55			
46	Uzina de apă Giurgiu	L	20	N, P 19,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	C 120		
47	Insula Cio-banu (Giur-giu-port)	L	19	N, P 15,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M 39			
48	Insula Mo-canu (Giur-giu-port)	L	18,91	N, P 22,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M 44			

Tabloul nr. 1 (urmare)

Nr. foraj	Localitatea	Unitatea morfologică	Cota m	Q_5	Q_4	Q_3	Q_2	Q_1	P_4	P_3	P_2	P_1	M_3	S	T_c	A	B	HV	M
49	Uzina electrică Giurgiu	L	19	N, P 8,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	C 19,40		
50	Arsache	L	19,80	An, N,P 14,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M 40,20			
51	G.A.S. Pietroşani	t_4	23,00	An, N, P 10,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	G 13,90			
52	Pietroşani 500 m S	L	19,5	N, P 12,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	G 43,00			
53	Pietroşani 3 km N	t_3	40	P	Pan N, P 34,70	—	—	—	—	N 29,65									
54	Pietroşani 4 km N	t_2	60	P	Pan 33,80	N, P 42,60	—	—	—	N 46,40									
55	Mocani 800 m N	t_1	72,7	P	—	Pa, N, P 30,65	—	—	A 31,75										
56	Mocani (pe vale)	t_1	47,00	An, P 8,00	—	—	—	—	A 46,37	N 54									
57	Bujoru	L	22,00	Pn, N,P 10	—	—	—	—	—	N 34	—	—	—	—	—	N, C 71			
58	Conţeşti	L	22,00	N, P 8,79	—	—	—	—	A 20,34	N 52,53									
59	Atîrnaţi	L		Pn, N, P 7	—	—	—	—	A 83	N 104	M 118	A 126	A,M 166	Cm 200	M 323	Cm 425	C 817	C 1064	C 1322
60	Năsturelu	L	19	An, N, P 20,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	M 43,53			

61	Zimnicea	L	20	An,N, P 22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		M, C 27,10					
62	Zimnicea	t_4	30	An 13,00	N, P 24,80	—	—	—	—	—		—	—	—		M 40,70					
63	Suhaia S	L	19	An, N,P 24,70	—	—	—	—	A 30,62	N 37,50											
64	Suhaia N	t_1	78	P	P	Pa, N, P 51,35	—	—	An 72,00												
65	Viişoara	L	22	N, P 7,92	—	—	—	—	An 36,82	N 48,62											
66	Piatra	L	25,5	P	—	Pa 15	—	N, P 20	A 70,50	N 89											
67	Furculeşti	t_4	49	Apn 6,20	—	—	—	N, P 13,15	An 87,00	N 121	—	—	—	C 127,30							
68	Putineiu	C	90	P	—	Pa 31,30	P	N, P 36,45	A 148	N 166,80	—	—	—	C 200							

Notă. Semnificaţia prescurtărilor :

GEOLOGICE

Q_5 — holocen superior
Q_4 — holocen inferior
Q_3 — pleistocen superior
Q_2 — pleistocen mediu
Q_1 — pleistocen inferior
P_4 — levantin
P_3 — dacian
P_2 — ponţian
P_1 — meoţian
M_3 — sarmaţian
S — senonian
T_C — turon - cenomanian
A — albian
B — barremian
HV — hauterivian - vallanginian
M — malm
P — prezent

LITOLOGICE

A — argile
p — prăfoase
N — nisipuri
P — pietrişuri
Apn — argile prăfoase nisipoase
Pa — prafuri argiloase
Pan — prafuri argiloase nisipoase
Pn — prafuri nisipoase
Mî — mîluri
Na — nisipuri argiloase
An — argile nisipoase
M — marne
G — gresii
C — calcare
Ccr — calcare cretoase
Cm — calcare marnoase
T_C — tufuri calcaroase
Mn — marne nisipoase

MORFOLOGICE

C — cîmp
t_1 — terasa înaltă
t_2 — terasa superioară
T_A — terasa veche a Argeşului
t_3 — terasa inferioară
t_4 — terasa joasă
L — luncă

Observaţie : Ultima cifră din coloana orizontală (exemplu la forajul nr. 1 Mărculeşti 755 m) reprezintă adîncimea la care se găseşte talpa forajului, spre deosebire de celelalte cifre care reprezintă adîncimea patului formaţiunii (exemplu la acelaşi foraj 171 m reprezintă limita P_3P_2).

*) Date preluate din lucrări anterioare (6),(7).

Tabloul nr. 2

Moluşte fosile daciene, recoltate din foraje

Fauna \ Localitatea	Vaidomir	Potcoava	Mînăstirea	Tatina	Pădurea Chichineţu	Căscioarele	Sf. Gheorghe	Daia	Pietroşani	Mocani	Zimnicea	Conţeşti	Viişoara	Furculeşti	Putineiu	Suhaia	Piatra
Horiodacna rumana Sabba	+	+	+			+				+		+	+	+	+		+
Horiodacna zăvalui Liteanu et Schoverth			+														
Prosodacna (Prosodacna) munieri Ştef.		+	+		+												
Prosodacna (Stylodacna) stenopleura Ştef.		+	+			+											
Prosodacna (Stylodacna) orientalis Ştef.		+															
Prosodacna (Stylodacna) heberti Cob.				+		+											
Prosodacna (Stylodacna) rumana Font.						+					+				+		
Prosodacna haueri haueri Cob.					+	+											
Prosodacna sp.	+	+	+	+	+												
Limnocardium (euxinicardium) fervidum Eberzin		+										+	+	+	+	+	
Limnocardium trifcovici Brus.		+															
Limnocardium ducici Brus.		+															
Limnocardium undatum Reuss																+	
Limnocardium sp.	+	+	+		+							+	+		+	+	+
Monodacna sp.			+									+	+	+	+	+	
Chartochonca sp.		+										+					
Unio rumanus Tourn.		+	+														
Dreissena polymorpha Pall.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+					+	+	+
Dreissena rimestiensis Font.							+	+	+								
Sphaerium Stojanovici Brus.																+	
Viviparus argesiensis Ştef.			+														
Bulimus (Bulimus) vukotinovici Brus.				+													
Bulimus (Daciella) carinatus carinatus (Wenz)				+													
Bulimus (Daciella) carinatus valdecarinatus Wenz				+													

Tabloul nr. 2 (urmare)

Fauna \ Localitatea	Vaidomir	Potcoava	Mînăstirea	Tatina	Pădurea Chichineţu	Căscioarele	Sf. Gheorghe	Daia	Pietroşani	Mocani	Zimnicea	Conţeşti	Viişoara	Furculeşti	Putineiu	Suhaia	Piatra
Bulimus sp.				+													
Hydrobia grandis Cob.	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Hydrobia syrmica Neum.		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	
Hydrobia sp.	+	+	+	+													
Prosostenia radmanesti Fuchs		+			+												+
Lithoglyphus acutus decipiens Brus.		+					+	+									
Lithoglyphus amplus Brus.		+	+			+		+						+	+	+	+
Lithoglyphus sp.														+			
Pseudamnicola sp.		+	+														
Vrazia acme Brus.														+			
Micromelania sp.		+															
Valvata sulekiana Brus.		+															
Gyraulus rumanus Wenz					+												
Gyraulus sp.															+	+	
Emmericia candida Neum.				+													
Emmericia rumana Tourn.						+											
Didacna subcarinata subcarinata Deshaye						+											
Didacna subcarinata placida Sabba						+											

În foraje, levantinul a fost întîlnit la Mînăstirea, Odaia-Vlădichii, Căscioarele (6) şi Independenţa, reprezentat prin succesiunea mai înainte menţionată.

Forajele executate pe amplasamente situate spre interiorul cîmpiei, la Curcani, Soldanu, pădurea Chichineţu, precum şi cele din partea de V a regiunii studiate, efectuate la Daia, Mocani, Conţeşti, Suhaia, Viişoare, Furculeşti şi Putineiu, au dovedit că depozitele levantine sînt alcătuite predominant din argile, cu rare intercalaţii de nisipuri fine, fără să se constate la baza lor prezenţa tufurilor calcaroase. Aceste date confirmă concluzia la care a ajuns E. L i t e a n u (7), în sensul că tufurile calcaroase aparţinînd levantinului inferior trec lateral, atît spre N cît şi spre V, la depozite argiloase.

Argilele levantine sînt în general sărace în resturi fosile bine conservate; totuşi a fost posibil ca în forajul de la pădurea Chichineţu (nr. 27) să identificăm următoarele forme:

Melanopsis esperioides Sabba
Bulimus vukotinovici Brus.
Valvata piscinalis Müll.
Acella acuaria Neum.
Unio sp.
Valvata sp.
Planorbis sp.
Lymneus sp.
Theodoxus sp.

★

În figura 5, am prezentat zona dunăreană din care termenii pliocenului au fost îndepărtaţi prin eroziunea fluviului. Cu această ocazie am încercat să trasăm la marginile de E şi V ale regiunii cercetate, limita extensiunii spre vorland a depozitelor ponţiene.

CUATERNARUL

La alcătuirea geologică a teritoriului dunărean dintre Argeş şi Mostiştea iau parte întreaga serie de depozite cuaternare, cu excepţia celor villafranchiene.

Pleistocenul inferior. Cele mai vechi depozite pleistocene din regiune aparţin stratelor de Frăteşti, care reprezintă, probabil, aluviunile unui paleofluviu a cărui direcţie de curgere era aproximativ paralelă actualului arc dunărean (6).

Stratele de Frăteşti sînt constituite din nisipuri, la bază cu pietrişuri şi bolovănişuri, a căror grosime medie în regiunea dunăreană nu depăşeşte 25 m. În compoziţia petrografică a pietrişurilor s-a semnalat prezenţa granitelor, ortofirelor amfibolice, cuarţitelor, micaşisturilor, gresiilor, calcarelor cretacice, silexurilor (15) şi a tufurilor calcaroase levantine.

În stratele de Frăteşti se găseşte o faună abundentă de lamellibranhiate şi gasteropode fosile, remaniate în cea mai mare parte din pliocenul superior; s-au citat de asemenea forme de *Belemnites* şi *Ostrea*, remaniate din cretacicul de pe Platforma Prebalcanică (16).

Datorită amestecului de faună fosilă şi de roci de origine carpatică şi balcanică s-a admis că stratele de Frăteşti au o proveniență mixtă carpato-balcanică (6).

Stratele de Frăteşti mai conţin şi o bogată faună de proboscidieni fosili, caracterizată prin prezenţa exclusivă a formelor de *Elephas* (*Archidiskodon*) *planifrons* şi *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti. În asociaţie cu aceşti proboscidieni s-au găsit şi resturi de *Rhinoceros* (*Diceror-chinus*) *etruscus* Falc., *Camelus alutensis* Ştef., *Cervus* cf. *perrieri* Croizet.

Fauna de mamifere fosile identificată din stratele de Frăteşti a întemeiat atribuirea acestora st. prestianului (6).

Stratele de Frăteşti nu apar la zi în regiunea noastră; ele au fost întîlnite numai în foraje la adîncimi relativ mici, de 30—35 m, în partea sudică a regiunii şi la adîncimi din ce în ce mai mari spre partea centrală a cîmpiei.

Din aceste date reiese că stratele de Frăteşti se afundă dinspre S către N. În aceeaşi direcţie creşte treptat şi grosimea lor, între 80 şi 120 m, şi totodată ele se divid în trei strate, constituite din material psamo-psefitic, separate între ele prin două intercalaţii argiloase.

Limita extensiunii stratelor de Frăteşti spre Dunăre este marcată de marginea sudică a Cîmpului Mostiştei.

PLEISTOCENUL MEDIU

Stratele de Frăteşti sînt acoperite în regiune concordant de depozite argiloase marnoase, cenuşii închis, uneori cu intercalaţii nisipoase, cu concreţiuni calcaroase, cunoscute sub denumirea de „complexul marnos" (6).

În Cîmpul Mostiştei acesta aflorează numai în malul drept al văii Mostiştei, pe o grosime de 5 m, la Coconi, de unde se afundă treptat spre N sub depozite mai tinere. În interfluviul Dîmboviţa — Mostiştea, complexul marnos a fost întîlnit numai în foraje (tabloul nr. 1).

În general, complexul marnos este nefosilifer, cu excepţia punctului Piscu — de la E de Coconi — unde au fost citate (6) formele:

Valvata piscinalis Müller
Planorbis (*Tropodiscus*) *ombilicatus* Müller
Planorbis planorbis Linné

În complexul marnos nu s-au întîlnit pînă în prezent resturi fosile cu o valoare stratigrafică certă. Pe baza poziţiei sale stratigrafice el a fost atribuit unui interval mai larg, care include mindelianul şi mindel-rissianul (6).

PLEISTOCENUL SUPERIOR

Pleistocenul superior include rissianul, reprezentat prin nisipurile de Mostiştea, precum şi riss-würmianul şi würmianul, reprezentaţi prin depozite loessoide. Către partea superioară a depozitelor loessoide se intercalează, între limitele bazinului hidrografic al Paleoargeşului, depozitele aluvionare, denumite „pietrişuri de Colentina" atribuite würmianului (6).

În regiunea cercetată de noi s-a constatat prezenţa tuturor orizonturilor mai înainte menţionate.

Datele de foraj au pus în evidenţă faptul că argilele aparţinînd complexului marnos suportă, în mod concordant, un pachet de nisipuri, gros de 8—20 m, constituit din depozite psamitice, cenuşii-albicioase, cu o granulometrie măruntă şi fină, uneori cu intercalaţii de concreţiuni grezoase sau feruginoase, pachet care a fost atribuit nisipurilor de Mostiştea (6).

În dreptul comunei Obileşti (I. C. Frimu), nisipurile de Mostiştea conţin numeroase resturi fosile, din care a fost recoltată (6) următoarea faună fosilă :

Sphaerium rivicola Leach
Valvata piscinalis Müller
Planorbis (Tropodiscus) ombilicatus Müller
Planorbis planorbis Linné
Pisidium amnicum Müller
Bythinia gracilis Sand.
Unio sp.
Lithoglyphus naticoides Pfeiffer

P. Coteţ şi C. Prisnea (4) au mai citat formele : *Corbicula fluminalis* Müller, *Galba truncatulla* Müller.

De asemenea, Em. Protopopescu Pache (19) a găsit, în aceleaşi nisipuri, resturi de *Elephas (Mammonteus) primigenius* Blumb.

Din nisipurile de Mostiştea de la Vasilaţi pe Dîmboviţa au fost citaţi molari de *Elephas (Parelephas) trogontherii* Phol. şi *Elephas (Mammonteus) primigenius* Blumb. (18).

Asociaţia de proboscidieni fosili : *Elephas (Parelephas) trogontherii* şi *E. (Mammonteus) primigenius*, întîlnită în nisipurile de Mostiştea, constituie un argument pentru atribuirea lor rissianului.

Nisipurile de Mostiştea apar la zi pe malul drept al Mostiştei, începînd de la S de Tăriceni cu o grosime de 1 m, de unde se îngroaşă treptat spre N, după cum se constată din profilele de la Luptători, Obileşti, Valea-Presnei etc.

Pachetul de nisipuri menţionat suportă o manta de depozite loessoide, de tip proluvial, groase de 15—20 m, constituite din prafuri argiloase, nisipoase, gălbui, cu concreţiuni calcaroase. În depozitele loessoide se observă existenţa unor intercalaţii de prafuri argiloase, de culoare cărămizie-roşcată, a căror grosime variază între 1 şi 5 m. Încercînd a corela aparitiile din diferite puncte ale acestor intercalaţii, am constatat că nu este posibil să se stabilească paralelizări între nivelele de prafuri argiloase roşcate din cuprinsul regiunii. Într-adevăr E. Liteanu (6) a constatat că în malul drept al văii Mostiştei, la Odaia-Vlădichii, depozitele loessoide conţin două intercalaţii roşcate, cea superioară avînd o grosime de 2 m, iar cea inferioară de 1 m.

Din forajul de la pădurea Ciornuleasa (nr. 28) a reieşit următorul profil în depozitele loessoide :

0,00— 1,50 m — sol;
1,50— 3,70 m — prafuri argiloase slab nisipoase, gălbui cu concreţiuni calcaroase;
3,70— 6,30 m — prafuri argiloase, cărămizii-roşcate, cu rare concreţiuni calcaroase, în reţea;
6,30—10,60 m — prafuri nisipoase gălbui, cu concreţiuni calcaroase;
10,60—13,80 m — prafuri argiloase, slab nisipoase, cărămizii-roşcate;

13,80—15,20 m — prafuri nisipoase, gălbui, cu concreţiuni calcaroase;
15,20—24,60 m — prafuri argiloase, slab nisipoase, cărămizii-roşcate, cu concreţiuni calcaroase mari şi abundente între 17,50 şi 19,50 m;
24,60—31,50 m — complexul marnos.

În forajul executat la Tăriceni (nr. 18) am constatat profilul următor:

0,00— 1,00 m — sol;
1,00— 9,50 m — nisipuri prăfoase gălbui;
9,50—13,00 m — prafuri argiloase roşcate;
13,00—15,00 m — prafuri nisipoase, gălbui;
15,00—21,40 m — prafuri argiloase roşcate;
21,40—22,80 m — argile nisipoase gălbui;
22,80—25,20 m — nisipuri de Mostiştea.

De asemenea, în forajul executat în punctul „Casa lui Zorzor", la sud de Obileşti, am găsit următoarea succesiune:

0,00— 0,50 m — sol;
0,50— 4,00 m — prafuri slab nisipoase gălbui;
4,00—11,00 m — nisipuri slab prăfoase gălbui;
11,00—15,00 m — prafuri argiloase gălbui-roşcate;
15,00—22,30 m — prafuri nisipoase gălbui, cu concreţiuni calcaroase.

Din datele expuse reiese că intercalaţiile de prafuri argiloase roşcate, cercetate în diferite amplasamente, prezintă deosebiri care variază de la un punct la altul, în ceea ce priveşte numărul, grosimea, ca şi poziţia lor stratigrafică. Întemeiaţi pe aceste constatări, ne exprimăm părerea că în regiunea studiată, intercalaţiile cărămizii-roşcate, din depozitele loessoide, nu pot constitui repere stratigrafice cu caracter regional.

La baza depozitelor loessoide, deasupra contactului cu nisipurile de Mostiştea, în dreptul comunei Buciumeni, L. Apostol[1]) a identificat resturi fosile de *Elephas* (*Palaeoloxodon*) *antiqus* Falc. care pledează pentru vîrsta riss-würmiană a pachetului inferior de depozite loessoide. Partea superioară a depozitelor loessoide a fost atribuită würmianului pe considerentul că la acest nivel se găsesc intercalate pietrişurile de Colentina, caracterizate printr-o faună de mamifere fosile tipic würmiană (6).

Pe baza analizelor granulometrice a probelor de depozite loessoide recoltate din diferite puncte din Cîmpul Mostiştei, am întocmit diagrama ternară (fig. 1), care exprimă proporţia de argile, prafuri şi nisipuri care iau parte la alcătuirea depozitelor menţionate. Interpretarea acestor diagrame justifică faptul că depozitele loessoide din Cîmpul Mostiştei sînt constituite predominant din prafuri argiloase.

Ultimul termen aparţinînd pleistocenului superior este reprezentat prin orizontul pietrişurilor de Colentina (6).

[1]) Comunicare verbală.

În regiunea noastră echivalentul pietrişurilor de Colentina îl constituie depozitele aluvionare acumulate de Paleoargeş în treapta de terasă notată pe hartă T_A (fig. 6). Aceste depozite sînt alcătuite din nisipuri

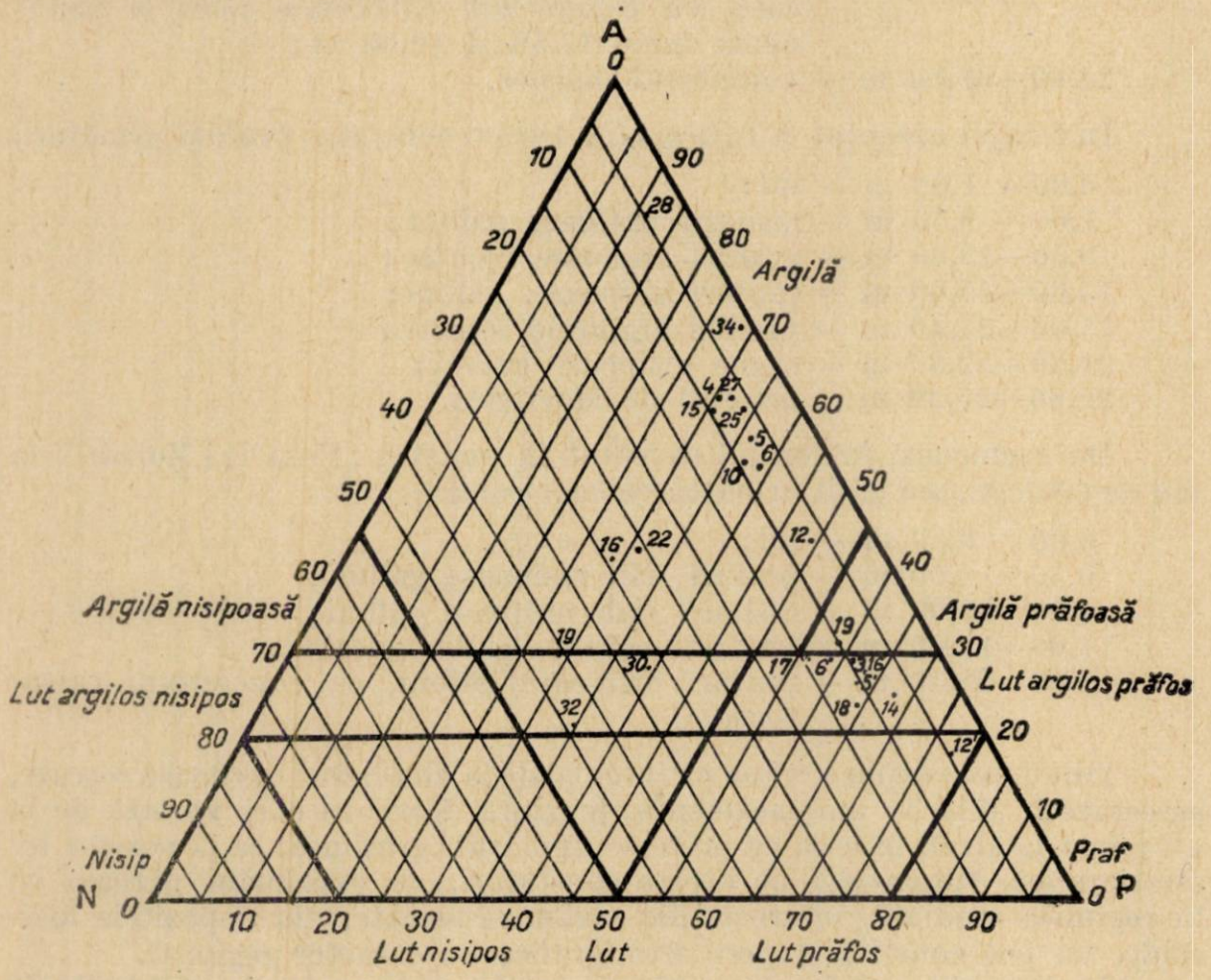


Fig. 1. — Diagrama ternară a compoziţiei granulometrice a depozitelor loessoide de pe Cîmpul Mostiştei.

mărunte şi mijlocii, la bază cu pietrişuri (Ø=2—50 mm) groase de 4—8 m a căror proveniență pare a fi carpatică. În compoziția petrografică a pietrişurilor am constatat prezența cuarţitelor, micaşisturilor, gnaiselor şi mai rar a gresiilor ; calcarele, silexurile sau alte materiale de origine balcanică sînt absente.

La Nana într-o carieră am găsit în partea superioară a aluviunilor, în nisipuri, un craniu de *Bizon priscus* Bojan, care confirmă vîrsta pleistocen superioară a acestor depozite.

HOLOCENUL

Holocenul a fost separat în două orizonturi. Orizontului inferior îi aparţin depozitele aluvionare ale teraselor : inferioară şi joasă, precum

și depozitele proluviale de pe terasa veche notată T_A a Paleoargeșului și de pe terasa inferioară a Dunării. Orizontului superior îi revin aluviunile luncilor și depozitele proluviale de pe terasa joasă.

HOLOCENUL INFERIOR

Cele mai vechi depozite holocene sînt reprezentate prin acumulările terasei inferioare aparținînd Dunării și Argeșului. Depozitele aluvionare din această terasă a Argeșului sînt petrografic identice cu cele descrise din orizontul pietrișurilor de Colentina. În ceea ce privește treapta morfologică respectivă a Dunării se constată că depozitele aluvionare sînt alcătuite din nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri carpato-balcanice, cu un grad de rulare foarte variat, a căror grosime este de 10—15 m. La constituția petrografică a materialului psefitic iau parte : cuarțite gnaise, micașisturi, gresii, calcare albe cretacice, silexuri, tufuri calcaroase levantine etc.

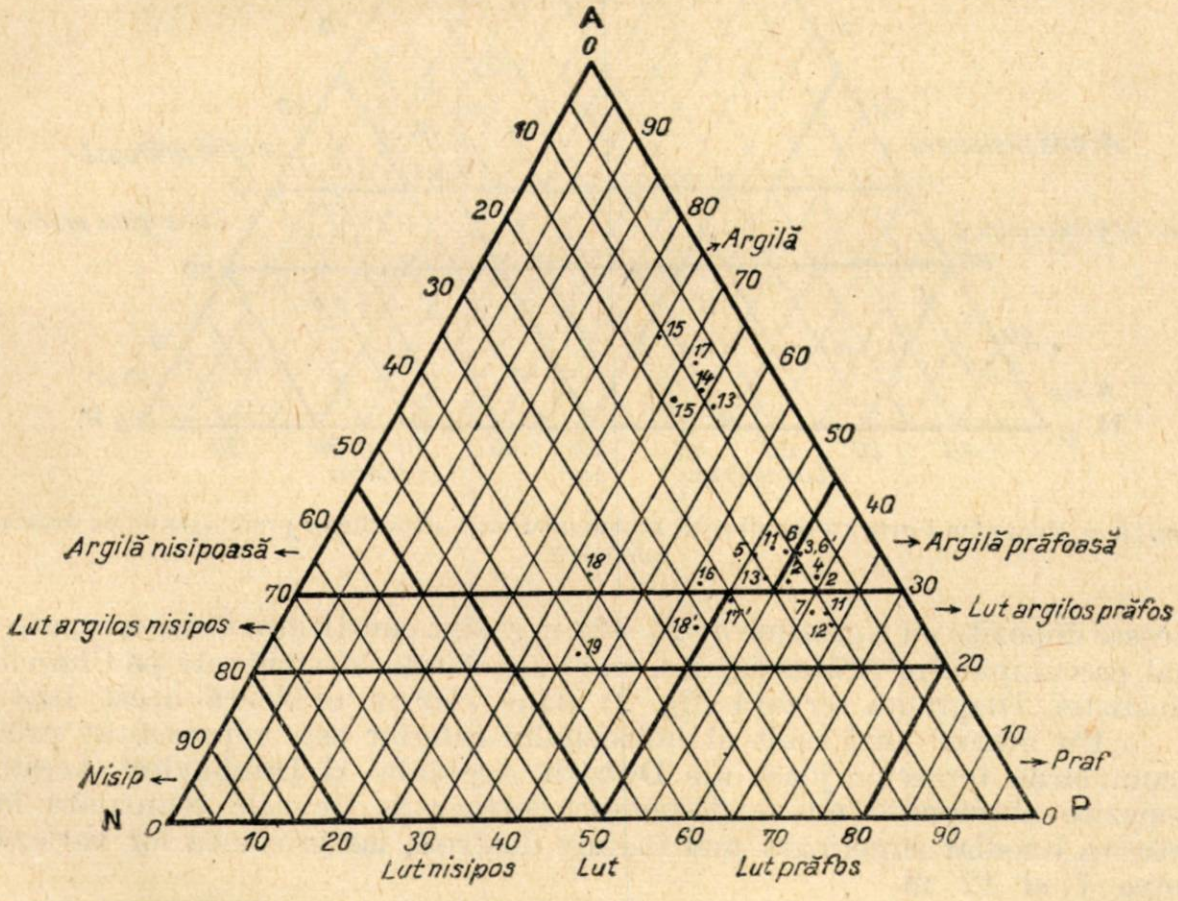


Fig. 2. — Diagrama ternară a compoziției granulometrice a depozitelor proluviale de pe T_A.

Pietrișurile conțin, în numeroase amplasamente, moluște fosile remaniate din depozitele cretacice și pliocene.

Vîrsta holocenă a terasei inferioare a Dunării a fost dedusă din considerentul că ea se racordează cu treapta similară a Argeșului care este

săpată în Cîmpul Vlăsiei, la alcătuirea căruia iau parte pietrişurile de Colentina atribuite würmianului.

Depozitele proluviale care acoperă treapta T_A au fost atribuite de asemenea bazei holocenului inferior, potrivit poziţiei lor stratigrafice.

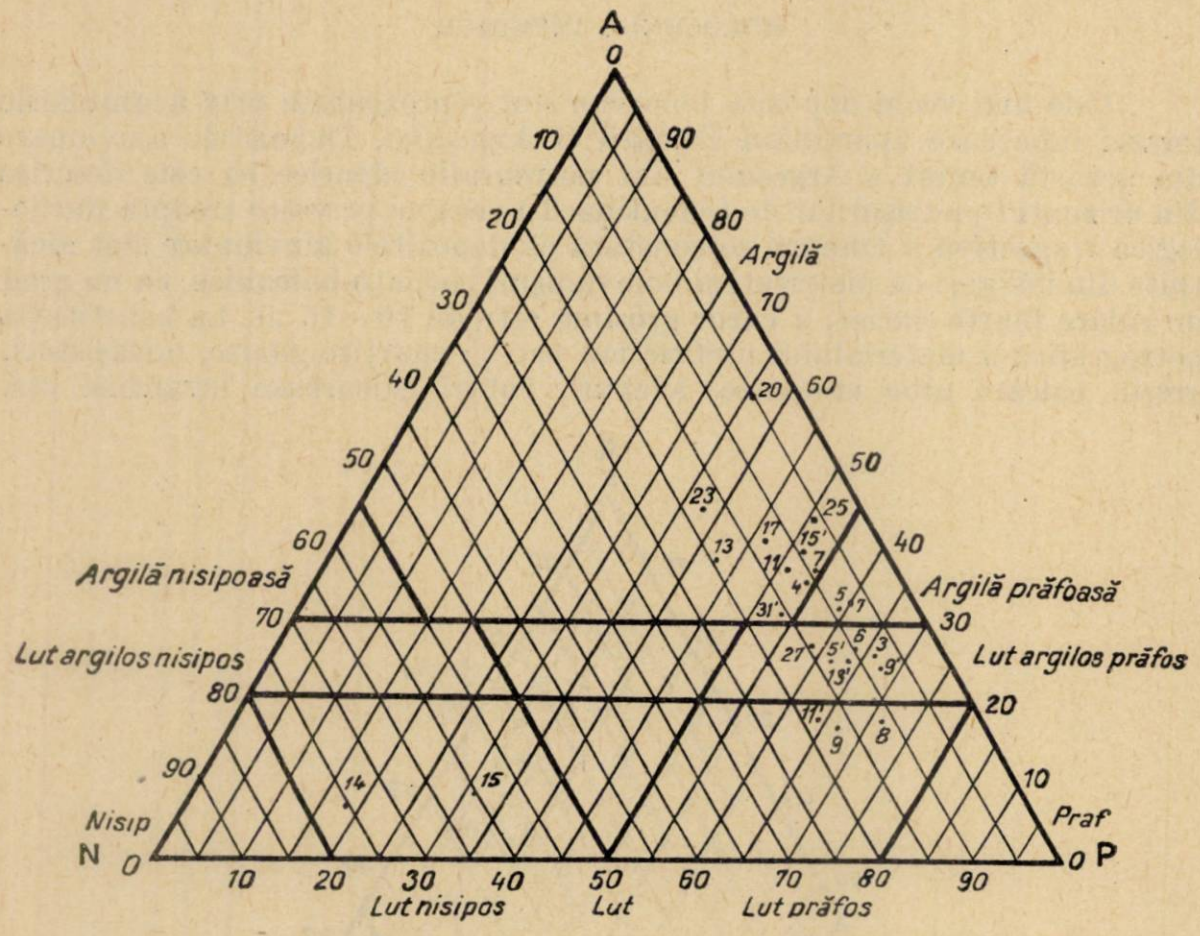


Fig. 3. — Diagrama ternară a compoziţiei granulometrice a depozitelor proluviale de pe terasa inferioară.

Aceste depozite au o grosime de 25—28 m şi sînt constituite dintr-un material precumpănitor prăfos argilos, ca şi depozitele loessoide de pe Cîmpul Mostiştei. Diagrama ternară (fig. 2) pune clar în evidenţă acest fapt.

Un orizont mai înalt al holocenului inferior este reprezentat prin acumulările teraselor joase ale Dunării, Argeşului şi Dîmboviţei. Aceste depozite aluvionare nu se deosebesc petrografic de cele semnalate în treapta imediat superioară mai înainte descrisă, iar grosimea lor variază între 7 şi 12 m.

Succesiunea stratigrafică a holocenului inferior se încheie cu depozitele proluviale de pe terasa inferioară, constituite din prafuri argiloase, slab nisipoase, cenuşii-gălbui, groase de 15 —20 m.

Din diagrama ternară (fig. 3), întocmită pe baza analizelor granulometrice, a reieşit faptul că depozitele proluviale de pe terasa inferioară nu se diferenţiază litologic de pătura de depozite acoperitoare de pe T_A şi cîmp.

HOLOCENUL SUPERIOR

Partea inferioară a holocenului superior este reprezentată printr-un pachet de nisipuri, pietrişuri şi bolovănişuri, situat la baza depozitelor de

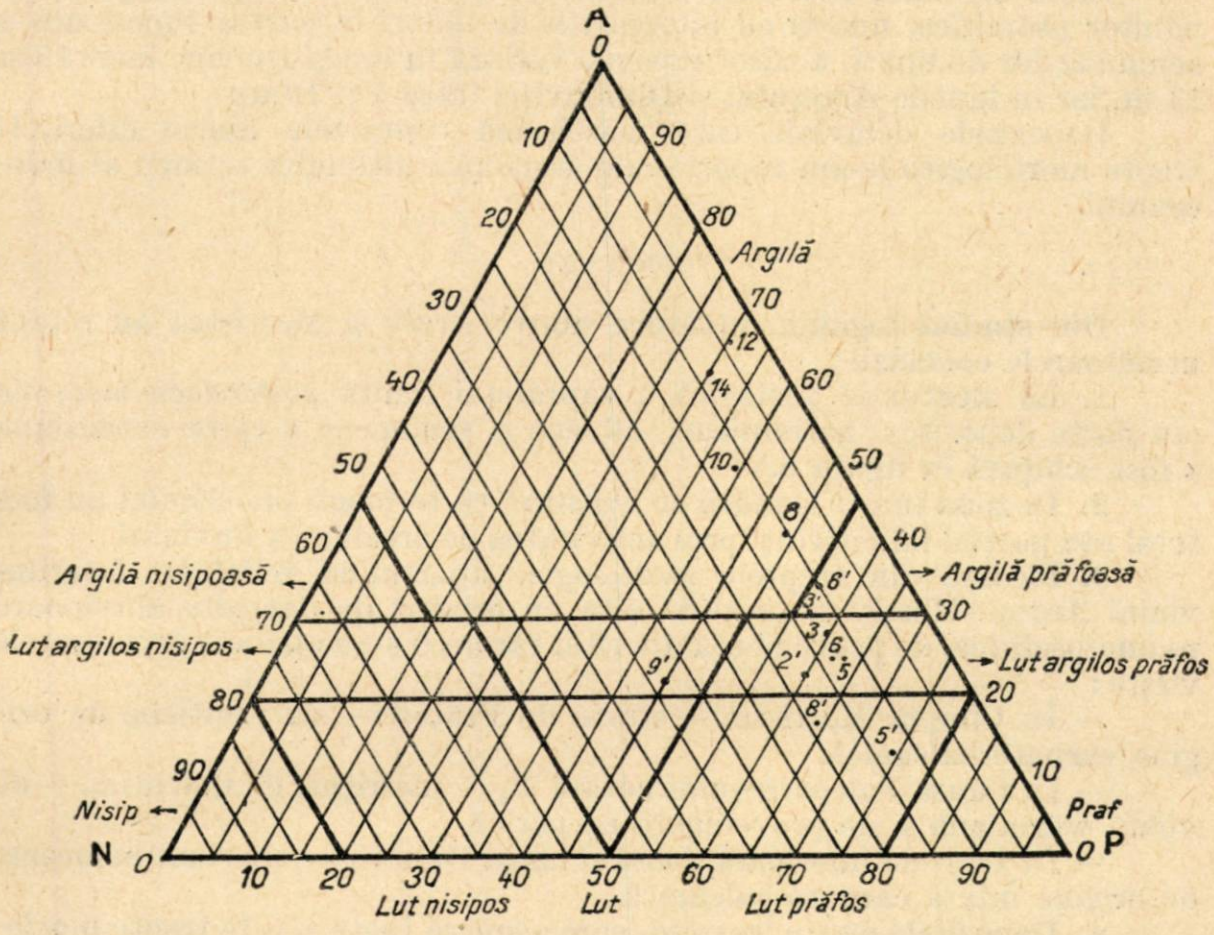


Fig. 4. — Diagrama ternară a compoziţiei granulometrice a depozitelor proluviale de pe terasa joasă.

luncă, a căror grosime în lunca Dunării este de 10—18 m, iar în luncile Argeşului şi Dîmboviţei de 5—10 m.

Compoziţia petrografică a materialului psamo-psefitic din luncă este similară cu cea descrisă din terasele respective.

Pietrişurile de la baza depozitelor din lunca Dunării conţin numeroase moluşte fosile remaniate din depozitele cretacice şi pliocene, precum şi numeroase exemplare de *Corbicula fluminalis*. Menţionăm că această formă a fost găsită în depozitele psamo-psefitice ale luncii Dunării, în următoarele puncte : Luciu, Roseţi, Daia şi la Negoi (la V de Jiu).

Trebuie să admitem că specia *Corbicula fluminalis* a dispărut recent din apele fluviului.

Depozitele proluviale, care acoperă terasele joase ale Dunării, Argeşului şi Dîmboviţei, le-am atribuit o vîrstă echivalentă cu a depozitelor psamo-psefitice de la baza luncilor. Aceste depozite proluviale sînt consti-

tuite predominant din prafuri argiloase, groase de 8—15 m. Litologic ele sînt asemănătoare cu depozitele proluviale de pe terasele : inferioară şi T_A, precum şi de pe Cîmpul Mostiştei, după cum reiese din diagrama ternară (fig. 4).

Seria atribuită holocenului superior se încheie cu depozite precumpănitor psamitice, uneori cu intercalaţii de mîluri la partea superioară a acumulărilor de luncă, a căror grosime variază în lunca Dunării între 10 şi 13 m, iar în luncile Argeşului şi Dîmboviţei între 5 şi 10 m.

Depozitele deluviale care maschează contactele dintre diferitele trepte morfologice le-am raportat de asemenea ultimului termen al holocenului.

CONCLUZII

Din studiul regiunii dunărene dintre Argeş şi Mostiştea au reieşit următoarele concluzii :

1. La alcătuirea geologică a suprafeţei limită *postcretacic/mezozoic* iau parte depozite : barremiene, albiene şi senoniene a căror extensiune a fost schiţată în figura 5.

2. În zona luncii Dunării se constată că termenii pliocenului au fost total sau parţial îndepărtaţi prin activitatea de eroziune a fluviului.

3. Fiecare din treptele morfologice aparţinînd reliefului interfluviului Argeş—Mostiştea prezintă cîte un orizont de depozite aluvionare psamo-psefitice, de provenienţă diferită, cărora li s-au atribuit următoarele vîrste :

— În Cîmpul Mostiştei — strate de Frăteşti — st. prestiene de origine carpato-balcanică.

— În terasa Paleoargeşului notată T_A — pietrişuri de Colentina — de vîrstă würmiană şi de provenienţă carpatică.

— În terasele inferioară, joasă şi lunca Dunării — aluviuni holocene, de origine mixtă carpato-balcanică.

4. Depozitele de tip loessoid, care acoperă toate aceste trepte morfologice, sînt litologic aproape identice, fiind constituite predominant din prafuri argiloase, fapt care pune în evidenţă tipul lor genetic proluvial.

5. Forma *Corbicula fluminalis*, care în Europa centrală şi estică caracterizează intervale stratigrafice aparţinînd pleistocenului, se ridică în regiunea cercetată pînă în holocenul superior. Identificarea acestor forme în aluviunile luncii Dunării dovedeşte că dispariţia ei din apele fluviului a avut loc într-o epocă subactuală.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИДУНАЙСКОЙ ЗОНЕ МЕЖДУ РЕКОЙ АРДЖЕШ И ДОЛИНОЙ МОСТИШТЕ

РЕЗЮМЕ

Исследованный район ограничен на западе рекой Арджеш и далее рекой Дымбовицей, а на востоке — долиной Мостиште. Северная его граница проходит по линии широтного простирания, пересекающей

E. LITEANU şi T. BANDRABUR

HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI INFERIOR AL ARGEŞULUI

L e g e n d a

- Q_4^4 — Holocen
- Q_4^3 — Holocen
- Q_4^2 — Holocen
- Q_4^1 — Holocen
- Q_3^3-Q_4^1 — Pleistocen-holocen
- Q_3^3 — Pleistocen-superior
- Q_3^1 — Pleistocen-superior
- Q_2 — Pleistocen-mediu

- Limita cîmpului
- Limita terasei vechi a Argeşului
- Limita terasei inferioare
- Limita terasei joase
- Limita terasei de luncă
- Depozite deluviale
- Depozite de aluviuni
- Depozite de mlaştină şi turbării
- Depozite proluviale şi aluvial-proluviale
- Depozite lacustre

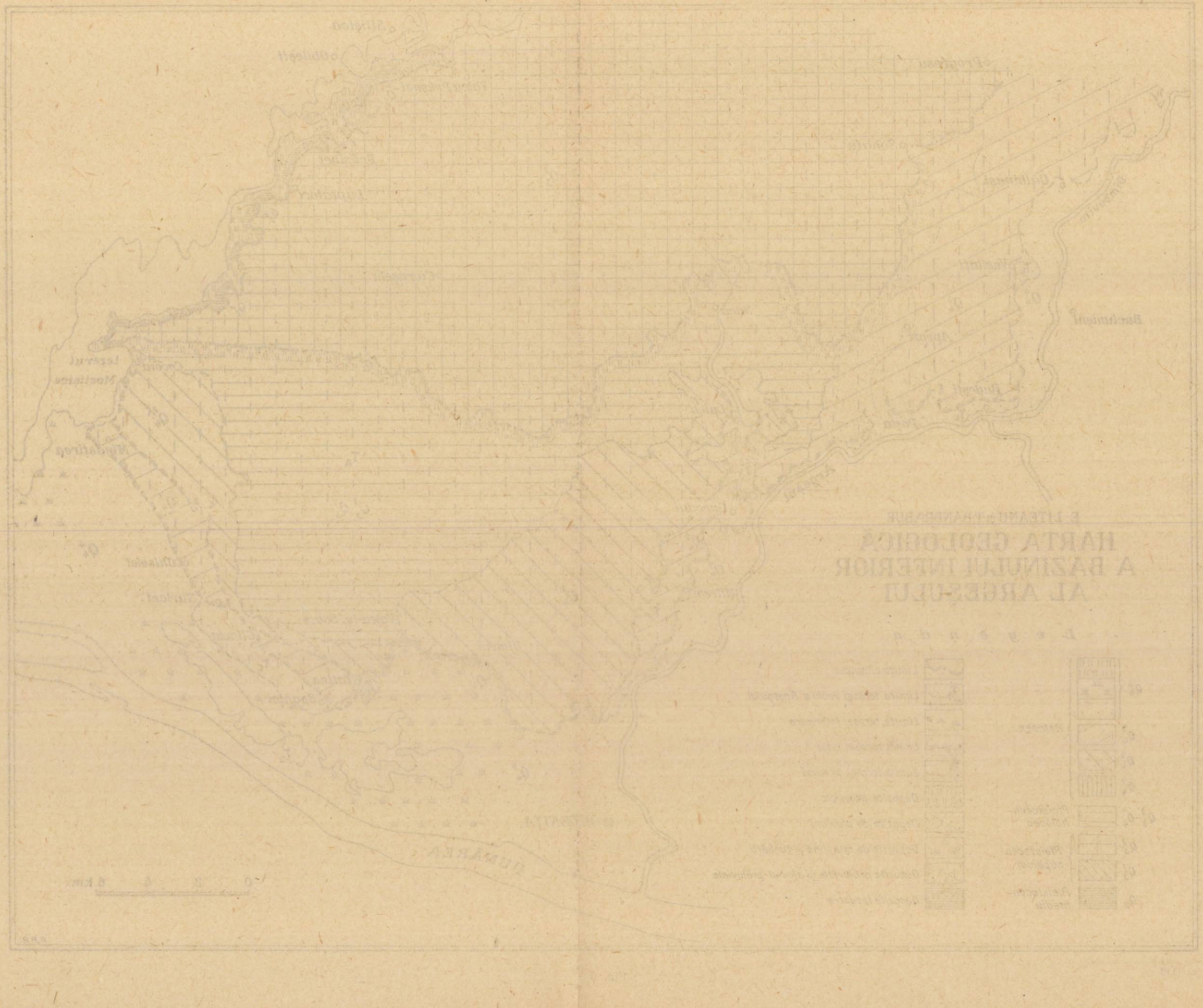
Progresu · Soĥatu · Gălbinaşi · Dîmboviţa · Vasilaţi · Buciumeni · Aprozi · Budeşti · Poşta · Argeşul · Nana · Luica · Curcani · Mitreni · Siliştea · Obileşti · Valea-Presnei · Frăsinet · Luptători · Cioruşelu · Iezerul Mostiştea · Coconi · Mînăstirea · Chiselet · Surlari · Valea-lui-Soare · Ulmeni · Ulmeanu · Fatina · Spanţov · OLTENIŢA · DUNĂREA

0 2 4 6 km

P.P.P.

c. 4112

Fig. 6



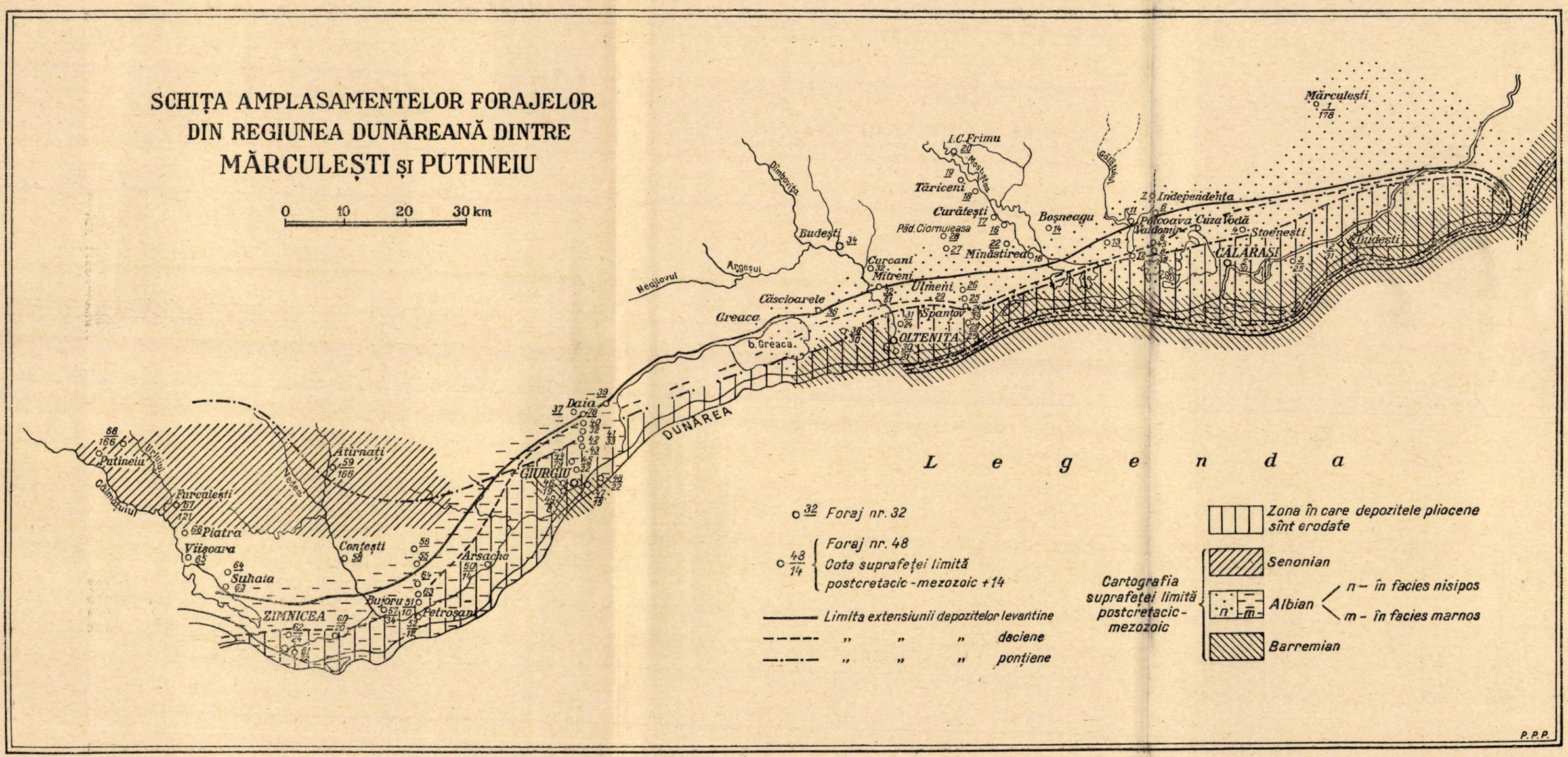

SCHIȚA AMPLASAMENTELOR FORAJELOR
DIN REGIUNEA DUNĂREANĂ DINTRE
MĂRCULEȘTI ȘI PUTINEIU
0 10 20 30 km
Legenda
Foraj nr. 32
Foraj nr. 48
Cota suprafeței limită
postcretacic-mezozoic +14
Limita extensiunii depozitelor levantine
„ „ „ daciene
„ „ „ ponțiene
Zona în care depozitele pliocene sînt erodate
Cartografia suprafeței limită postcretacic-mezozoic
Senonian
Albian
n – în facies nisipos
m – în facies marnos
Barremian
DUNĂREA
Putineiu
Furculești
Piatra
Viișoara
Suhaia
ZIMNICEA
Bujoru
Petroșani
Arsache
Conțești
Atîrnați
GIURGIU
Daia
Greaca
b. Greaca
Căscioarele
Curcani
Mitreni
Ulmeni
Spantov
OLTENIȚA
Mînăstirea
Păd. Ciornuleasa
Curătești
Tăriceni
I.C. Frimu
Boșneagu
Independența
Cuza Vodă
Stoenești
CĂLĂRAȘI
Dudești
Mărculești
Budești
Argeșul
Neajlovul
Dîmbovița
Mostiștea
Gălățuiul
Vedea
Urluiul
Călmățuiul
P.P.P.

Fig. 5.

c. 4112

населенные пункты Прогресс и И. К. Фриму, а с южной стороны он ограничен Дунаем.

В настоящей работе приводятся новые сведения о геологическом строении района, а именно даются дополнительные данные к наблюдениям предыдущих авторов, а также совершенно новые данные, выявленные в результате проведенных авторами работ.

1. В геологическом строении площади разграничения послемеловой-мезозой участвуют барремские, альбские и сенонские отложения, область распространения которых показана на рис. 5.

2. На площади придунайской поймы различные подразделения плиоцена частично или полностью уничтожены речной эрозией.

3. В каждой морфологической ступени междуречья Арджеш — Мостиште обнажается один из горизонтов псамо-псефитовых аллювиальных отложений, которым приписывается различный возраст.

Отложения лессовидного типа, перекрывающие упомянутые морфологические ступени, с литологической точки зрения носят почти аналогичный характер и сложены в основном глинистой пылью, что говорит в пользу их пролювиального происхождения.

4. Corbicula fluminalis, являющаяся в Центральной и Восточной Европе руководящей формой плеистоцена, распространена в отложениях исследованного района до верхнего голоцена. Находка экземпляров этой формы в наносах дунайской поймы свидетельствует об исчезновении этого ископаемого из речных вод в период, непосредственно предшествующий современной эпохе.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Тройная диаграмма гранулометрического состава лессовидных отложений района Мостиште.

Рис. 2. — Тройная диаграмма гранулометрического состава пролювиальных отложений T_A.

Рис. 3. — Тройная диаграмма гранулометрического состава пролювиальных отложений нижней террасы.

Рис. 4. — Тройная диаграмма гранулометрического состава пролювиальных отложений низкой террасы.

Рис. 5. — Схематический план расположения буровых скважин в придунайской зоне, между населенными пунктами Мэркулешть и Путилейу.

Рис. 6. — Геологическая карта нижнего бассейна р. Арджеш, масштаб 1 : 100 000.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DANUBIENNE ENTRE LA RIVIÈRE DE L'ARGEŞ ET LA VALLÉE DE LA MOSTIŞTEA

RÉSUMÉ

La région étudiée s'étend entre la rivière de l'Argeş, continuée par celle de la Dîmboviţa, à l'ouest, et la vallée de la Mostiştea, à l'est. Au nord, la limite suit en général une ligne O-E passant par les

localités Progresul et I. C. Frimu, le Danube constituant la limite sud de la région.

Le but du présent travail est d'apporter une nouvelle contribution à la connaissance de la constitution géologique de cette région. Dans cet ordre d'idées, les auteurs se sont proposé de compléter les observations faites par le passé par certains auteurs et de présenter, en outre, certaines constatations dues à leurs recherches :

1. A la formation géologique de la surface limite Postcrétacé Mésozoïque, participent des dépôts barrémiens, albiens et sénoniens, dont l'ébauche de la figure 5 rend l'étendue.

2. Dans la zone du lit majeur du Danube, on constate que les termes du Pliocène ont été, totalement ou partiellement, écartés par l'activité d'érosion du fleuve.

3. Chacun des degrés morphologiques appartenant au relief de l'interfluve Argeş-Mostiştea présente un horizon de dépôts alluvionnaires psammo-pséphitiques, auxquels on a attribué des âges divers.

Les dépôts du type loessoïde qui recouvrent tous ces degrés morphologiques sont quasi identiques, au point de vue lithologique, car ils sont surtout constitués de poussières argileuses, ce qui fait ressortir leur type génétique «proluvial».

4. La forme *Corbicula fluminalis* — qui, en Europe centrale et orientale, caractérise des intervalles stratigraphiques appartenant au Pléistocène — monte dans la région étudiée jusqu'à l'Holocène supérieur. L'identification de cette forme dans les alluvions du lit majeur du Danube prouve que sa disparition des eaux du fleuve a eu lieu à une époque subactuelle.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Diagramme ternaire de la composition granulométrique des dépôts loessoïdes, de la plaine de la Mostiştea.

Fig. 2. — Diagramme ternaire de la composition granulométrique des dépôts «proluviaux» de T_A.

Fig. 3. — Diagramme ternaire de la composition granulométrique des dépôts «proluviaux» de la terrasse inférieure.

Fig. 4. — Diagramme ternaire de la composition granulométrique des dépôts «proluviaux» de la terrasse basse.

Fig. 5. — Esquisse des emplacements des forages dans la région danubienne entre Mărculeşti et Putineiu.

Fig. 6. — Carte géologique du bassin inférieur de l'Argeş ; échelle 1 : 100 000.

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu Sava, *Contribuţiuni la studiul faunei terţiare de mamifere din Romînia* An. Inst. geol. Rom., 1907, vol. I, fasc. I.
2. — *Cervus (Elaphus) cfr. Perieri Croiz (3) din terasa veche a Dunării de la Frăteşti lîngă Giurgiu.* An. Inst. geol. Rom., 1915, vol. VI (1912), fasc. II.
3. Barbu I. Z. şi Barbu V., *Asupra faunei levantine de la Greaca.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1955, vol. XXXVII.
4. Coteţ P. şi Prisnea C., *Contribuţii la stratigrafia depozitelor cuaternare din Cîmpa Romînă.* Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria şt. nat., 1957, nr. 16.

5. Liteanu E., *Geologia zonei oraşului Bucureşti.* Stud. tehn. şi econ., Com. geol., 1952, seria E (Hidrogeologie), nr. 1.
6. — *Geologia ţinutului de cîmpie din basinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării.* Stud. tehn. şi econ., Com. geol., 1953, seria E (Hidrogeologie), nr. 2.
7. — *Geologia şi hidrogeologia ţinutului dunărean dintre Argeş şi Ialomiţa.* Stud. tehn. şi econ., Com. geol., 1956, seria E (Hidrogeologie), nr. 4.
8. Liteanu E. şi Bandrabur T., *Geologia Cîmpiei getice meridionale dintre Jiu şi Olt.* An. Com. geol., 1957, vol. XXX.
9. Liteanu E. şi Macarovici N., *Observaţii în legătură cu prezenţa depozitelor sarmaţiene în Depresiunea Getică meridională.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, t. I, nr. 3—4, 1956.
10. Liteanu E. şi Slăvoacă D., *Harta hidrogeologică a zonei oraşului Bucureşti.* Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, t. II, nr. 3—4, 1957.
11. Macovei Gh., *Asupra vîrstei şi variaţiei faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911, vol. III.
12. Manolescu St., *Pliocenul din dreapta Dunării.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, vol. VI (1914—1915).
13. — *Pliocenul din dreapta Dunării.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1917, vol. VII (1915—1916).
14. Mihăilescu V., *Vlăsia şi Mostiştea.* B.S.R.G., 1925, vol. XLIII.
15. Mrazec L., *Cîteva observări asupra cursurilor rîurilor în Valachia.* An. Mus. Geol. Pal. pe anul 1899, vol. III.
16. Murgoci Gh., *La plaine roumaine et la Balta du Danube.* Inst. geol. Rom., Congr. Int. Petr., 1907.
17. Murgoci Gh., Protopopescu-Pache E. şi Enculescu P., *Raport asupra lucrărilor făcute de secţia agrogeologică în anul 1906—1907.* An. Inst. geol. Rom., 1907, vol. I.
18. Patte E., *Sur les éléphants fossiles de Roumanie.* Acad. Rom. Mem. Secţ. Şt., 1936, seria a III-a, t. XI.
19. Protopopescu-Pache Em., *Cercetări agrogeologice între V. Mostiştea şi Olt.* Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, vol. I (1910).
20. Ştefănescu Sabba, *Les couches géologiques traversées par le puits artésien de Măculeşti.* Bull. de la Soc. Géol. de France, 1894, seria a 3-a, t. XXII.
21. Vîlsan Gh., *Cîmpia Română.* B.S.R.G., 1916.

CERCETĂRI GEOCHIMICE ÎN ARIA ERUPTIVULUI NEOGEN DIN CARPAȚII ORIENTALI *)

DE

V. MANILICI

Comunicare prezentată la Colocviul asupra vulcanismului terțiar din R.P.R., din 31 mai 1960

Începînd din anul 1950, Comitetul geologic a inițiat și efectuat pe teritoriul R.P.R. cercetări geochimice pentru diverse elemente metalice, cu scopul de a identifica noi acumulări de minereuri, necesare tinerei noastre industrii socialiste, în plină dezvoltare. Dintre acestea, o mare parte au fost executate în aria de răspîndire a eruptivului nou din interiorul Carpaților Orientali.

Necesitatea introducerii acestei metode de cercetare se datorește, pe de o parte, faptului că cea mai mare parte a formațiunilor geologice din țara noastră apar acoperite de depozite cuaternare (eluviale, aluvionare ori eoliene), care împiedică descifrarea structurii de detaliu și, deci, detectarea corpurilor mineralizate, iar pe de altă parte, costul ridicat și randamentul uneori scăzut al metodelor geofizice (electrometrice) aplicate la cercetarea de zăcăminte de minereuri neferoase [1]).

Practica acumulată în domeniul cercetărilor geochimice, aplicate la condițiile diferitelor structuri geologice de pe teritoriul țării noastre, arată că această metodă poate fi utilizată cu succes la cercetarea diverselor tipuri de mineralizație.

---

*) La întocmirea prezentei lucrări, pe lîngă literatura menționată în bibliografie, au mai fost consultate și 12 rapoarte ce se găsesc în arhiva Comitetului geologic, sub formă de manuscris.

[1]) În acest scop, la Comitetul geologic s-a creat un serviciu de geochimie cu două secții . minereuri și hidrocarburi, în cadrul cărora s-au organizat laboratoare cu personal și dotație corespunzătoare ; la Universitatea „C. I. Parhon" s-a înființat un curs de geochimie, iar în cadrul Secției de geologie a Academiei R.P.R. s-au organizat de asemenea cercetări geochimice.

În cei 10 ani de activitate în domeniul cercetărilor geochimice din țara noastră s-a cîștigat o experiență suficientă pentru executarea în bune condiții a acestui gen de lucrări în faza de teren, iar în faza de laborator s-au experimentat diverse metode de analize microchimice titrimetrice, spectrofotometrice, polarografice și colorimetrice. S-au organizat laboratoare de teren care să permită desfășurarea prospecțiunilor geochimice într-un ritm corespunzător unei tehnici avansate.

Ținînd seama de caracterul mineralizației, activitatea de prospecțiuni geochimice de pe teritoriile acoperite de eruptivul neogen din interiorul arcului carpatic s-a început prin urmărirea conținuturilor de Pb, Zn și Cu în sol. Urmărirea acestor elemente s-a efectuat inițial în principalele cîmpuri miniere cunoscute, trecîndu-se apoi la urmărirea lor și în sectoarele susceptibile de a cantona acumulări polimetalice din lanțul vulcanic Oaș — Gutîi — Țibleș, Toroiaga și lanțul Călimani — Gurghiu — Harghita. Prin efectuarea acestor cercetări s-au delimitat o serie de anomalii geochimice, pe baza cărora s-a putut dovedi continuitatea mineralizației în cazul unora dintre filoanele urmărite anterior cu lucrări miniere, iar în alte cazuri s-au descoperit noi corpuri mineralizate.

În ultimii ani, avîndu-se în vedere caracterul polimetalic al mineralizației legate de acest eruptiv, Comitetul geologic a trecut la cercetarea altor elemente în sol, cum este cazul mercurului și argintului.

Paralel cu urmărirea concentrațiilor de elemente metalice amintite, din aureola de dispersie secundară a corpurilor mineralizate, s-au început urmărirea concentrațiilor și repartiția microelementelor din zăcămintele de la Baia-Mare și din alte regiuni. În cadrul acestor cercetări se urmăresc concentrațiile de : Ag, Au, Cd, In, Ge, W ș. a. Asemenea cercetări vor trebui extinse atît asupra tuturor zăcămintelor metalifere legate de eruptivul nou al Carpaților Orientali, cît și asupra celorlalte zăcăminte, pentru ca pe baza lor să se poată trece la valorificarea complexă a tuturor elementelor ce intră în componența acumulărilor de substanțe minerale utile.

O problemă de geochimie care încă nu a fost studiată pînă în prezent în țara noastră este aceea a urmăririi mai îndeaproape a aureolelor de dispersie primară din rocile gazdă ale diverselor zăcăminte neogene, a urmării conținuturilor de elemente metalice care intră în componența zăcămintelor în diversele produse efuzive ale diferitelor faze de erupție, corelația dintre procesele de metamorfism hidrotermal și fenomenele de dispersie primară legată de evoluția magmatismului neogen. Dezlegarea acestor probleme ar putea aduce noi date referitoare la legile de repartiție a elementelor metalice din diferitele cîmpuri metalogenetice, pe de o parte, și ar permite stabilirea unei legături mai sigure între fazele de erupție și fazele de mineralizație, pe de altă parte.

Activitatea de prospecțiuni geochimice din aria eruptivului neogen din interiorul Carpaților Orientali efectuată pînă în prezent a fost axată pe urmărirea corpurilor mineralizate în exploatare și în sectoare cu structură geologică favorabilă unor acumulări de elemente metalice, și anume la Ilba — Nistru, Bixad — Cămărzana, Baia-Sprie, Șuior, Plopiș și

Țibleș, din lanțul Oaș — Gutîi — Țibleș, în Masivul Toroiaga, la Strunioru din Masivul Călimani, ca și la Șoimuș, Fîncelu, Jirca și Bătrîna din Munții Gurghiului.

În majoritatea perimetrelor cercetate s-au obținut rezultate pozitive, iar rezultatele negative din unele sectoare au permis să se tragă concluzii interesante, referitoare la aplicabilitatea metodelor geochimice de cercetare a teritoriilor acoperite de formațiuni efuzive.

În cele ce urmează, vom arăta pe scurt problemele puse în sectoarele prospectate, rezultatele obținute și interpretarea datelor analitice, ținînd seamă de condițiile locale.

Concentrațiile medii ale elementelor în sol, ca și valorile anomale, sînt prezentate în tabloul nr. 1.

1. În sectorul Ilba — Nistru s-au efectuat cercetări geochimice în două perimetre : Handal și valea Nistrului.

În primul perimetru s-au urmărit experimental variațiile conținutului de Zn în sol pe cîteva profile informative, orientate N — S, NV — SE sau NE — SV. Prin anomaliile detectate s-a putut demonstra extinderea pe direcție a filoanelor cunoscute în regiune pe întinderi reduse.

În al doilea perimetru s-au executat prospecțiuni geochimice pentru Pb și Cu, cu scopul de a se urmări continuitatea spre N a filoanelor Nepomuc și Antoniu, cunoscute prin lucrări miniere în porțiunile lor sudice. Anomaliile delimitate se caracterizează prin valori ridicate, extinzîndu-se pe ambii versanți ai văii Nistrului. Ele se suprapun peste tufuri și aglomerate riolitice și andezite amfibolice, în parte și peste aglomerate andezitice, ceea ce arată că mineralizația care le-a generat este ulterioară acestor produse.

Forma anomaliilor este destul de neregulată, orientarea generală însă este apropiată de cea NNE — SSV, care concordă cu direcția filoanelor din perimetrul Nepomuc — Antoniu. Un aspect caracteristic al anomaliilor mai extinse constă în continuitatea zonelor anomale pe ambii versanți ai văii, cu toate că în deschiderile naturale ale acesteia nu se observă urme de mineralizație. Datorită faptului că această vale a constituit foarte probabil o cale de transport pentru minereuri în trecut, solul de pe traseul acesteia apare, după toate probabilitățile, contaminat.

2. Descoperirea unor mineralizații cinabrifere legate de efuziunile neogene din Ucraina subcarpatică, într-un sector apropiat de frontieră, a ridicat problema de a se întreprinde și în sectoarele învecinate, de la S de frontiera cu U.R.S.S., o cercetare a formațiunilor efuzive similare, cu scopul de a vedea dacă aceleași mineralizații nu se continuă și pe teritoriul țării noastre. Pentru aceasta au fost programate în sectorul Cămărzana — Bixad — Huta Teceului prospecțiuni geologice, prospectarea aluviunilor și prospecțiuni geochimice, care au permis identificarea mineralizației căutate și în acest teritoriu.

Cu ajutorul prospecțiunilor geochimice s-a reușit să se delimiteze unele anomalii în care conținutul în Hg în sol depășește cu 4 — 20 de ori conținutul mediu din regiune. Anomaliile respective au fost verificate în

Tabloul nr. 1

Variația conținutului elementelor prospectate geochimic în sectoarele cercetate

Nr. crt.	Perimetrul	Conținuturi medii exprimate în p. l. m.*)					Conținuturi anomale exprimate în p. l. m.				
		Pb	Zn	Cu	Ag	Hg	Pb	Zn	Cu	Ag	Hg
1	Ilba — Nistru	40—50	60—120	20—30	—	—	200—1500	200—950	200—2000	—	—
2	Bixad — Cămărzana	—	—	—	—	1	—	—	—	—	2—20
3	Baia-Sprie	100—500	—	—	—	—	100—500	—	—	—	—
4	Șuior	50	80	40	—	—	150—400	200	80	—	—
5	Plopiș	20—30	—	—	—	—	60—80	—	—	—	—
6	Țibleș	5—50	60—100	—	—	—	120—450	150—340	—	—	—
7	Toroiaga	30—40	80—100	—	—	—	100—300	200—500	—	—	—
8	Strunioru	20—40	—	10—20	—	—	90—2000	—	10—20	—	—
9	Șoimuș	15—20	—	20—25	0,5	—	60—450	—	60—1340	1,5—16	—
10	Fîncelu	—	10—50	5—35	—	—	—	130—500	120—380	—	—
11	Jirca	—	60—100	10—20	—	—	—	300—400	30—60	—	—
12	Bătrîna	15—25	—	10—20	—	—	60—350	—	50—550	—	—

*) p.l.m. = părți la milion (grame la tonă).

parte prin dezveliri, în viitor ele urmînd să formeze obiectul unor cercetări mai detaliate cu mijloace miniere.

3. În sectorul Baia-Sprie, unde se cunoaşte o importantă mineralizaţie polimetalică, cantonată în zonele superioare în andezite cu amfiboli şi piroxeni puternic hidrotermalizate urmărită cu lucrări miniere între valea Borcutului şi valea Lepteş (afluent al Văii Tulbure), s-a pus problema de a se lămuri cu ajutorul prospecţiunilor geochimice extinderea ei la V de valea Borcutului şi la E de valea Lepteş, prospecţiunea geochimică a scos în evidenţă un conţinut ridicat în Pb, oscilînd între 100 şi 500 p.l.m., destul de uniform. Datorită faptului că andezitele în care se localizează mineralizaţia se urmăresc pe suprafeţe importante la N de zăcămîntul de la Baia-Sprie, în bazinul Văilor Tulbure şi Limpede, s-a pus problema de a se verifica dacă nu mai apar şi alte corpuri mineralizate, paralele cu acesta. Profilele geochimice efectuate în acest perimetru au arătat aceleaşi valori medii ridicate ca şi cele din sectoarele învecinate de la E şi V de Dealul Minei.

Existenţa acestui conţinut ridicat şi unifom de Pb în sol poate fi explicată în două ipoteze. Într-o primă ipoteză el poate fi pus pe seama unei impregnări cu galenă a andezitelor cu amfiboli şi piroxeni din această regiune. Această ipoteză este greu de admis pentru motivul că în deschiderile naturale, din sectorul prospectat geochimic, nu se observă decît o slabă impregnare cu pirită, fără ca aceasta să fie însoţită de alte sulfuri metalice. În afară de aceasta, prin urmărirea profilelor geochimice se constată că acestea se suprapun peste formaţiuni geologice deosebite, ca : andezite cu amfiboli şi piroxeni, afectate de intense procese de metamorfism hidrotermal, un complex sedimentogen alcătuit din gresii, marne şi tufuri andezitice, probabil de vîrstă tortoniană, dacite, riolite şi andezite cu augit şi hipersten, lipsite de mineralizaţii sau de fenomene de metamorfism hidrotermal, care însoţesc mineralizaţiile din această provincie metalogenetică. Conţinuturile de Pb în sol se menţin în genere uniforme, deasupra tuturor formaţiunilor.

În această situaţie, obţinerea unor concentraţii atît de importante de Pb în sol nu poate fi explicată decît printr-o contaminare generală şi uniformă a solului, foarte probabil pe cale eoliană. Într-adevăr, prezenţa unor zguri la Baia-Sprie, care demonstrează că în această localitate au existat în trecut topitorii în care s-a prelucrat minereul extras din minele din Dealul Băilor, poate explica contaminarea solului din acest sector. Nu este exclus ca această contaminare să fie datorită în parte vaporilor de Pb emanaţi de unităţile industriale din apropiere.

4. La Şuior, existenţa unor urme de lucrări miniere vechi a ridicat problema stabilirii extinderii şi orientării mineralizaţiei prin metode geochimice. Datorită faptului că în cadrul cartărilor geologice din această zonă au fost întîlnite slabe vinişoare şi impregnaţii de galenă, blendă şi pirită în andezite cu amfiboli şi piroxeni aparţinînd primei faze de erupţie, aici au fost executate prospecţiunii geochimice pentru Pb, Zn şi Cu. Prin analizarea probelor de sol colectate şi trasarea izoliniilor de concentraţie, pentru cele trei elemente urmărite, s-a scos în evidenţă existenţa unor

anomalii pentru Pb, în care conținuturile acestui element depășesc de 3 — 8 ori conținutul mediu. Anomaliile au un caracter insular, fără continuitate, însă prin legarea lor se poate descifra faptul că ele se orientează aproximativ pe direcția E — V. Pentru Zn s-au obținut anomalii pe suprafețe reduse, iar pentru Cu nu s-au înregistrat conținuturi anomale.

Prin redeschiderea lucrărilor vechi, efectuată ulterior, s-a constatat că în partea superioară a zăcămîntului sîntem în prezența unor mineralizații sporadice cu caracter discontinuu, alcătuite din galenă asociată cu marcasită, însoțită foarte rar de blendă. Aceeași mineralizație se întîlnește și pe fisurile rocii, ceea ce explică forma insulară a anomaliilor.

5. La Plopiș, pe malul stîng al văii Capnicului, se urmăresc pe suprafețe întinse andezite hidrotermalizate din faza I de erupție. Prin cercetări geologice mai noi au fost găsite în perimetrul respectiv sporadice impregnații de pirită, precum și frecvente silicifieri manifestate prin depuneri de calcedonie în special. În cîteva puncte au fost întîlnite pseudomorfoze de calcedonie după cristale cubice izolate sau chiar agregate ale acelorași pseudomorfoze la care, în frecvente cazuri, se putea distinge un clivaj cubic. Din aceste observații de teren și din datele vechi s-a ajuns la concluzia posibilității întîlnirii unor mineralizații aurifere ori plumboase. În acest scop, au fost executate prospecțiuni geochimice pentru Pb, în urma cărora însă nu s-au obținut decît anomalii sporadice, în care conținutul de Pb nu depășește de 3 ori valoarea medie a acestui sector.

Printr-un studiu microscopic minuțios, care s-a efectuat după executarea prospecțiunilor geochimice, s-a constatat că andezitele amfibolice din acest sector au fost supuse mai multor faze de metamorfism hidrotermal, în urma cărora mineralele secundare care au luat naștere în primele faze au fost în cea mai mare parte înlocuite prin minerale de neoformație, aparținînd unor faze mai noi. Este foarte probabil ca și eventualele concentrații de sulfuri metalice (galenă în special), precipitate în primele faze de activitate hidrotermală, să fi fost înlocuite în fazele mai recente de cuarț și calcedonie. Așa se explică apariția pseudomorfozelor de calcedonie după galenă, ca și rezultatele negative ale cercetărilor geochimice.

6. În Masivul Țibleș, unde prin reluarea cercetărilor cu mijloace miniere, în anul 1951 au fost interceptate filoane cu mineralizație polimetalică, s-a pus problema urmăririi lor în extindere, ca și a găsirii de noi filoane mineralizate. Terenul fiind în mare parte acoperit, în acest scop au fost executate în anul 1954 prospecțiuni geochimice pentru Pb și Zn, care au permis delimitarea unor anomalii geochimice pe Izvorul Băilor, Tomnatec, Izvorul Căliman și Valea Netedului, dintre care cea mai importantă este cea din perimetrul Tomnatec. Această anomalie se orientează pe direcția NE — SV, în prelungirea filonului Tomnatec, urmărit pînă în anul 1953, cu lucrări miniere.

Probele de control au confirmat existența acestei anomalii, iar prin lucrările miniere din anii următori s-a dovedit că această anomalie corespundea filonului Tomnatec, a cărui prelungire a fost determinată prin metode geochimice.

Anomaliile de pe Izvorul Băilor au o importanță redusă, în genere avînd conținuturi metalice scăzute, iar prin urmărirea lor pe direcție se întîlnesc unele întreruperi. Prin lucrările miniere, executate pentru cercetarea mineralizației care a provocat această anomalie, s-a dovedit că ea corespunde unui filon subțire, avînd zone de efilare care se suprapun peste zonele de întrerupere ale anomaliei.

În partea de SE a Țiblesului, pe valea Netedului, au fost puse în evidență o serie de anomalii geochimice pentru Pb, dintre care unele au valori foarte ridicate și altele valori mai reduse, ambele aliniindu-se pe direcția NE—SV, paralelă cu a celorlalte filoane din acest cîmp minier. Și această anomalie s-a dovedit a corespunde unui filon paralel cu celelalte.

7. În Masivul Toroiaga este cunoscută mineralizația filoniană polimetalică și auriferă. Prin cercetările geologice mai noi au fost separate, masa andezitelor din partea de nord-vest a acestui masiv, zone de propilitizare, sericitizare și epidotizare, provocate de aceleași soluții hidrotermale care au determinat punerea în loc a mineralizației cunoscute. Prezența unor slabe pălării de fier, din cuprinsul ariilor de alterație hidrotermală, din partea de nord-vest a masivului, a sugerat ideea existenței unor corpuri filoniene mineralizate. Pentru detectarea lor au fost efectuate în anul 1954, prospecțiuni geochimice pentru Pb și Zn, iar în anii 1955, 1956 și 1957 prospecțiuni geochimice numai pentru Pb, colectarea probelor făcîndu-se pe profile orientate E — V, perpendiculare pe direcția filoanelor de pe flancul sud-estic al masivului, cu ajutorul cărora s-au conturat cîteva anomalii importante pentru Pb la obîrșia văilor Novățului, Noviciorului și Mihoaiei. Anomaliile delimitate, în interiorul cărora conținutul în Pb întrece cu 3 — 10 ori valoarea medie, se orientează aproximativ pe direcția NE—SV, paralel cu filoanele cunoscute. Mineralizația, care—prin fenomenul de dispersie secundară — a determinat formarea anomaliilor, se încadrează în sistemul filonian din Masivul Toroiaga.

Este de remarcat faptul că, în această regiune — ca și în alte regiuni din țara noastră — anomaliile zincului sînt mai puțin pronunțate, zonele anomale fiind în genere largi, iar conținuturile anomale se diferențiază de regulă foarte puțin de conținuturile medii. Plumbul, în schimb, prezintă anomalii mai bine individualizate în comparație cu valorile de fond. Aspectul diferit al anomaliilor acestor elemente se datorește mobilității mari a zincului, în comparație cu aceea a plumbului. Această constatare a determinat reconsiderarea metodelor de prospectare geochimică a mineralizațiilor polimetalice, în sensul de a se urmări de preferință numai variațiile conținuturilor de Pb în sol.

Prin prospecțiunile geochimice din Masivul Toroiaga au fost puse în evidență anomalii care se urmăresc cu unele întreruperi pe distanțe apreciabile ceea ce arată că și pe flancul vestic al acestuia sîntem în prezența unor filoane cu dezvoltare mai importantă. Pînă în prezent aceste anomalii au fost numai în parte verificate cu lucrări miniere.

8. În Munții Călimani au fost executate prospecțiuni geochimice pentru Pb și Cu la Strunioru, în două perimetre în care aflorează andezi-

te cu amfiboli și piroxeni, afectate de procese de propilitizare, silicifiere, însoțite de piritizări locale, și anume pîrîul Strunioru — pîrîul Titu și pîrîul Auraru — pîrîul Imbrului. În ambele perimetre s-au obținut numai anomalii pentru Pb, fără să se obțină anomalii și pentru Cu, ceea ce arată că în aceste sectoare sîntem în prezența unei mineralizații predominant plumboase. Anomaliile geochimice au forme alungite, fapt ce arată că sîntem în prezența unei mineralizații cu caracter filonian.

În perimetrul Strunioru — Titu, anomaliile geochimice se localizează în zona andezitelor cu amfiboli și piroxeni, pe cînd în perimetrul Auraru — Imbru ele se amplasează numai în parte peste andezitele cu amfiboli și piroxeni. Unele anomalii se amplasează în zonele de aflorare ale andezitelor piroxenice, iar altele se continuă fără întrerupere peste ambele tipuri de andezite. Aceasta ne arată că în acest al doilea perimetru sîntem în prezența unei mineralizații posterioare andezitelor piroxenice, deci mai nouă decît în alte sectoare ale eruptivului neogen.

Anomaliile din această regiune încă nu au fost verificate cu lucrări miniere.

În Munții Gurghiului au fost executate prospecțiuni geochimice în craterele vulcanilor Șoimuș, Fîncelu și Jirca, fiecare din aceste perimetre fiind amplasate în zone afectate de importante procese de metamorfism hidrotermal.

9. În perimetrul Șoimuș s-au executat prospecțiuni geochimice pentru Pb, Cu și Ag, pentru acest din urmă element obținîndu-se prima dată în țara noastră anomalii geochimice. După cum se constată din tabloul nr. 1, conținuturile anomale pentru Pb și Cu ating valori foarte mari, primul depășind de 22 de ori conținutul mediu, pe cînd cel de-al doilea de 53 de ori conținutul de fond. Argintul, care în regiune se menține la 0,5 p.l.m., în sol atinge în zonele anomale 16 p.l.m.

Anomaliile celor trei elemente prospectate se suprapun în cea mai mare parte, ceea ce ne îndreptățește să presupunem că ele corespund unei importante mineralizații de Pb, Cu și Ag.

Forma de zăcămînt a corpului mineralizat este destul de greu de precizat după alura anomaliilor. Este foarte probabil ca și aici să fim în prezența unei mineralizații filoniene, ceea ce urmează să fie verificat prin cercetările cu mijloace miniere ce se vor executa în acest sector.

10. În sectoarele Fîncelu, Jirca și Bătrîna s-au efectuat prospecțiuni geochimice pentru Pb, Zn și Cu, delimitîndu-se anomalii cu caracter insular, pe suprafețe restrînse; pentru Cu și Zn la Fîncelu; respectiv pentru Pb și Cu la Bătrîna. În perimetrul de la Jirca s-au obținut anomalii slabe pentru Zn, care însă din cauza extinderii cu totul limitate nu pot corespunde unei mineralizații mai importante.

Anomaliile din perimetrul Bătrîna, verificate cu foraje, s-au dovedit a corespunde fie unor mineralizații disperse, fie unor mineralizații cu totul modeste care umplu fisuri de grosimi centimetrice, fără valoare economică, ceea ce explică foarte bine caracterul insular al anomaliilor.

CONCLUZII

Cercetările geochimice pentru : Pb, Zn, Cu, Ag şi Hg, executate în aria de răspîndire a eruptivului neogen din Carpaţii Orientali, au permis delimitarea a numeroase anomalii geochimice, dintre care unele verificate cu lucrări miniere sau foraje s-au dovedit a corespunde unor corpuri mineralizate cu extindere apreciabilă.

Anomaliile delimitate dau posibilitatea de a se aprecia caracterul şi condiţiile de zăcămînt ale acumulărilor de substanţe minerale. Anomaliile cu valori ridicate şi continue corespund unor corpuri filoniene importante şi bine mineralizate, pe cînd anomaliile slabe şi întrerupte corespund unor mineralizaţii discontinue. Eventualele efilări ale filoanelor sau schimbări ale paragenezelor din masa filoniană pot fi puse în evidenţă destul de uşor cu ajutorul prospecţiunilor geochimice. Aceste date dovedesc cu prisosinţă aplicabilitatea metodei geochimice în prospectarea zăcămintelor metalifere.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕОГЕНОВЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В ВОСТОЧНЫХ КАРПАТАХ

РЕЗЮМЕ

Приводятся результаты геохимических исследований на Pb, Zn, Cu, Ag, и Hg в эффузивных породах вулканических горных цепей Оуаш — Гутый — Циблеш и Кэлимань — Гургиу — Харгита.

Для каждого исследованного участка дается описание поставленных задач, способов проведения работ применительно к морфологическим условиям рельефа и толкование геохимических результатов, с учетом геологической структуры и возможностей заражения её элементами, составляющими предмет исследований.

Приведенные данные указывают на присутствие оруденения, возможность применения и эффективность применяемых методов исследования.

RECHERCHES GÉOCHIMIQUES DANS L'AIRE DE L'ÉRUPTIF NÉOGÈNE DES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

Dans ce travail, l'auteur expose les résultats des prospections géochimiques pour les : Pb, Zn, Cu, Ag et Hg, se trouvant dans les formations effusives des chaînes volcaniques Oaş — Gutîi — Ţibleş et Călimani — Gurghiu — Harghita.

Il indique pour chacun des secteurs étudiés, les problèmes qui se sont posés, l'adaptation des prospections aux conditions morphologiques du terrain, en vue de résoudre ces problèmes, et interprète les résultats géochimiques fournis par chaque secteur en particulier, en fonction de la structure géologique et des possibilités de contamination par les éléments qui ont formé l'objet de ces recherches.

Les données obtenues permettent d'affirmer l'existence des minéralisations métalliques et démontrent l'applicabilité, le caractère pratique de la méthode de recherche appliquée, ainsi que son efficacité.

BIBLIOGRAFIE

1. Giuşcă Dan, *La prospection géochimique des gisements de molybdénite des Monts de Drocea*. Rev. géol. et géogr., t. III, nr. 2, 1959.
2. Merlici B. V., *Regularităţile de formare ale mineralelor de mercur din regiunea transcarpatică*. Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1959, nr. 2.
3. — *Asociaţiile minerale ale mineralizărilor neogene din regiunea transcarpatică*. Anal. rom.-sov., seria geologie-geografie, 1959, nr. 2.
4. Rankama K. a. Sahtama G. T. A., *Geochemistry*. University of Chicago, 1959.
5. Rădulescu D., *Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini — Ilba — Nistru (Baia Mare)*. An. Com. geol., 1958, vol. XXXI.
6. Saukov A. A., *Geochimia*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1954.

NOI CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA POSIBILITĂȚILOR DE FORMARE ALE TITANOMAGNETITELOR DIN MUNȚII DROCEA

DE

G. CIOFLICA și H. SAVU

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie, din 19—21 mai 1960

Într-o lucrare anterioară (3), unul dintre noi a subliniat particularitățile pe care le prezintă acumulările de magnetit [1]) din corpul gabbroic de la Căzănești — Ciungani. Cercetarea sistematică a vulcanismului ofiolitic a permis identificarea unor corpuri subvulcanice și în alte puncte ale Munților Drocea, dintre care unele conțin chiar acumulări de magnetit. Pentru a explica mecanismul care conduce la formarea oxizilor, cu toate particularitățile sale, a fost necesar un studiu detaliat al structurii corpurilor subvulcanice.

În lucrarea de față prezentăm unele rezultate ale cercetărilor noastre în această direcție.

OBSERVAȚII ASUPRA STRUCTURII CORPURILOR SUBVULCANICE

Magmatitele inițiale din zona Mureșului, alcătuite dintr-o masă de formațiuni vulcanice și subvulcanice, cîștigă o importanță deosebită în cadrul vulcanismului alpin; ele deschid ciclul acestui vulcanism și își găsesc echivalentul în special în ofiolitele Dinarizilor, în zona de ofiolite descrisă de K o b e r „innere Radophite" (12).

Evoluția treptată a geosinclinalului mezozoic aduce cu sine și modificări în desfășurarea vulcanismului. Astfel, în zona axială a catenei Munților Drocea, de preferință sînt localizate erupțiile prekimmerice (jura-

[1]) Peste tot unde utilizăm termenul de magnetit — pentru o mai ușoară exprimare — înțelegem titanomagnetit.

sice), care-şi menţin un caracter exclusiv bazaltic. În zona meridională şi cea septentrională, în apropiere de flişul cretacic, se manifestă vulcanismul kimmeric (neocomian), care are o evoluţie extrem de complexă; evoluţia pînă la magme acide, uneori uşor alcaline, reprezintă acea particularitate a ofiolitelor din Munţii Drocea care le deosebeşte, în parte, de cele din Dinarizi.

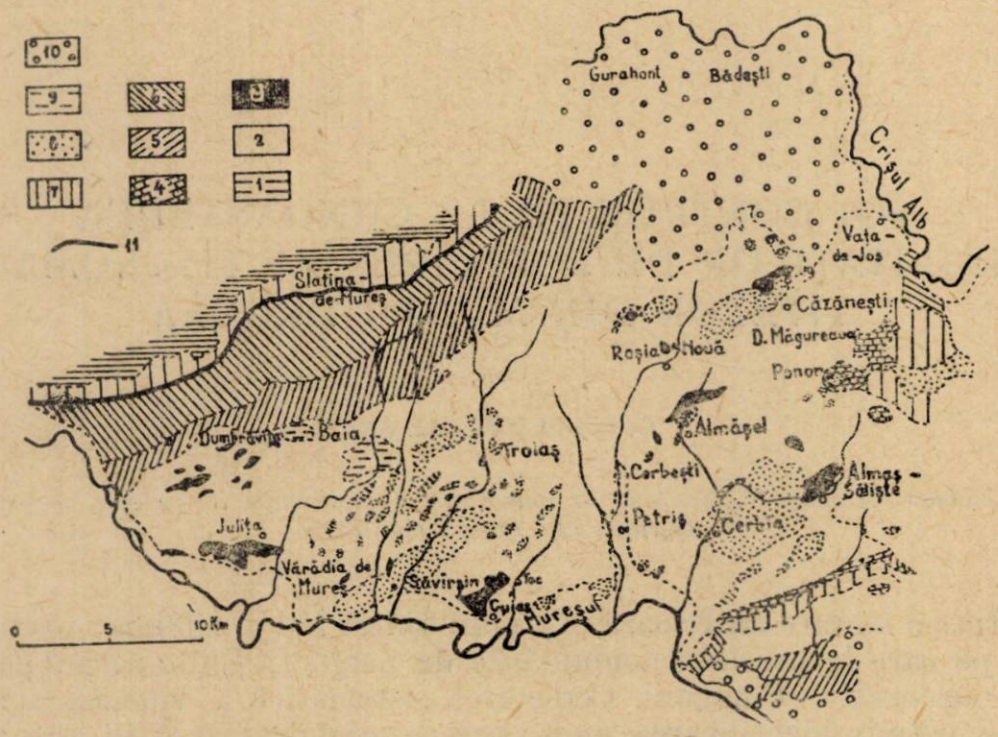


Fig. 1. — Schiţa geologică a Munţilor Drocea (după datele Comitetului geologic).

1, Şisturi cristaline; *2*, bazalte; *3*, gabbrouri, dolerite şi peridotite; *4*, jurasic superior; *5*, vallanginian-hauterivian; *6*, barremian-apţian; *7*, cretacic superior; *8*, banatite; *9*, neogen; *10*, aglomerate şi andezite; *11*, linie de încălecare.

Tot în zona marginală, la limita dintre vulcanismul neocomian şi flişul cretacic, în timpul barremianului — în Munţii Metaliferi chiar şi în apţian — apare un vulcanism bazic, în care, însă, procesele de spilitizare reprezintă un fenomen de mare amploare.

Corpurile subvulcanice de gabbrouri şi peridotite sînt asociate bazaltelor prekimmerice din zona axială. Ele formează filoane, pînze intruzive şi dykuri pseudostratificate. În mod obişnuit aceste corpuri au dimensiuni reduse şi numai în cazuri excepţionale însumează circa 6 km^2.

Corpurile de peridotite apar la Almaş-Săliştе, Roşia-Nouă şi la NE de Corbeşti; adesea, peridotitele sînt asociate cu gabbrouri cu olivină, troctolite şi picrite.

Corpurile de gabbrouri se întîlnesc la Căzăneşti—Ciungani, Almaş-Săliştе, Almăşel, Cuiaş—Toc, Săvîrşin, Julita şi Dumbrăviţa (fig. 1). În general, ele sînt alcătuite din gabbrouri cu olivină, troctolite, gabbrouri cu magnetit, gabbrouri, norite, microgabbrouri, dolerite, hiperite şi anortozite.

Structuri pseudostratificate evidente — elemente extrem de importante pentru o zonă de orogen — apar numai în cazul corpurilor de la Căzănești — Ciungani și Almaș-Sălișteț.

Caracterul pseudostratificat al pînzei intruzive de la Căzănești — Ciungani este dat de cele patru orizonturi cvasiorizontale (fig. 2, *a*): orizontul gabbroului cu diopsid, la partea superioară a corpului eruptiv, orizontul gabbroului cu magnetit, limitat la cele două extremități unde apar acumulările de oxizi, orizontul doleritic, care în partea centrală este slab diferențiat, și faciesul marginal, microgabbroic [1]).

Dykul pseudostratificat de la Almaș-Sălișteț este alcătuit în zona centrală dintr-un gabbro format din diopsid, labrador, puțin magnetit și cuarț. Lateral apar separații de gabbrouri cu magnetit, care în zona inferioară alternează cu hiperite (fig. 2, *b*). Gabbroul cu magnetit conține labrador, clinopiroxen, hipersten, magnetit și ilmenit.

Corpul gabbroic de la Cuiaș este constituit în cea mai mare parte din gabbrouri, adesea cu faciesuri pegmatitice, și prezintă o separație laterală de gabbrouri cu magnetit, în partea sa nord-vestică. În zona centrală, corpul eruptiv este străbătut de gabbrouri cu olivină și de gabbrouri porfirice (fig. 2, *d*). Acest aranjament spațial al fîșiei de gabbro cu magnetit accentuează gradul de asimetrie, descris la corpul de la Căzănești — Ciungani (3).

Corpul gabbroic de la Almășel are o structură imprimată de venirile succesive de magme, care au urmărit o anumită evoluție și numai parțial s-au diferențiat *in situ*. Primele veniri de magmă au dat naștere gabbrourilor cu olivină și hiperitelor. Intruziunea următoare a generat un grup de roci ce apar totodeauna asociate. Masa principală o formează un gabbro, cu frecvente faciesuri pegmatitice și cu separații de dolerite și microgabbrouri, la contactul cu bazaltele. Din ultimele veniri de magmă au luat naștere gabbrouri, uneori pegmatitice, care reprezintă, însă, numai filoane ce traversează corpul principal.

În alte cazuri, aceste neomogenități pe verticală sau laterale se pot descifra numai în urma unui studiu de detaliu. Astfel, corpul de ultrabazite de la Roșia-Nouă, cu dimensiuni reduse, este alcătuit preponderent din peridotite, adesea serpentinizate, care trec la partea superioară în gabbrouri cu olivină (fig. 2, *c*). Între acestea se intercalează melagabbrouri, formate din olivină (50%), clinopiroxen (28%) și feldspat plagioclaz (12%). Neomogenitatea pe verticală, în acest caz, este trădată atît de raporturile cantitative dintre olivină și feldspatul plagioclaz, cît și de compoziția acestora. Astfel se observă o scădere a conținutului în olivină, de la peridotite la gabbrouri, treptat cu creșterea conținutului în plagioclaz. Olivina din peridotite este mai feriferă (54% Fe_2SiO_4), pe cînd cea din gabbrouri este mai magneziană (20% Fe_2SiO_4). Există diferențe și în ceea ce privește conținutul în anortit al feldspatului plagioclaz. În melagabbrouri, feldspatul plagioclaz are un conținut de 54% An, în timp ce în gabbrourile cu olivină se ridică la 68—70% An.

[1]) Detalii asupra acestei structuri, ca și asupra procesului de diferențiere, se găsesc într-o altă lucrare (3).

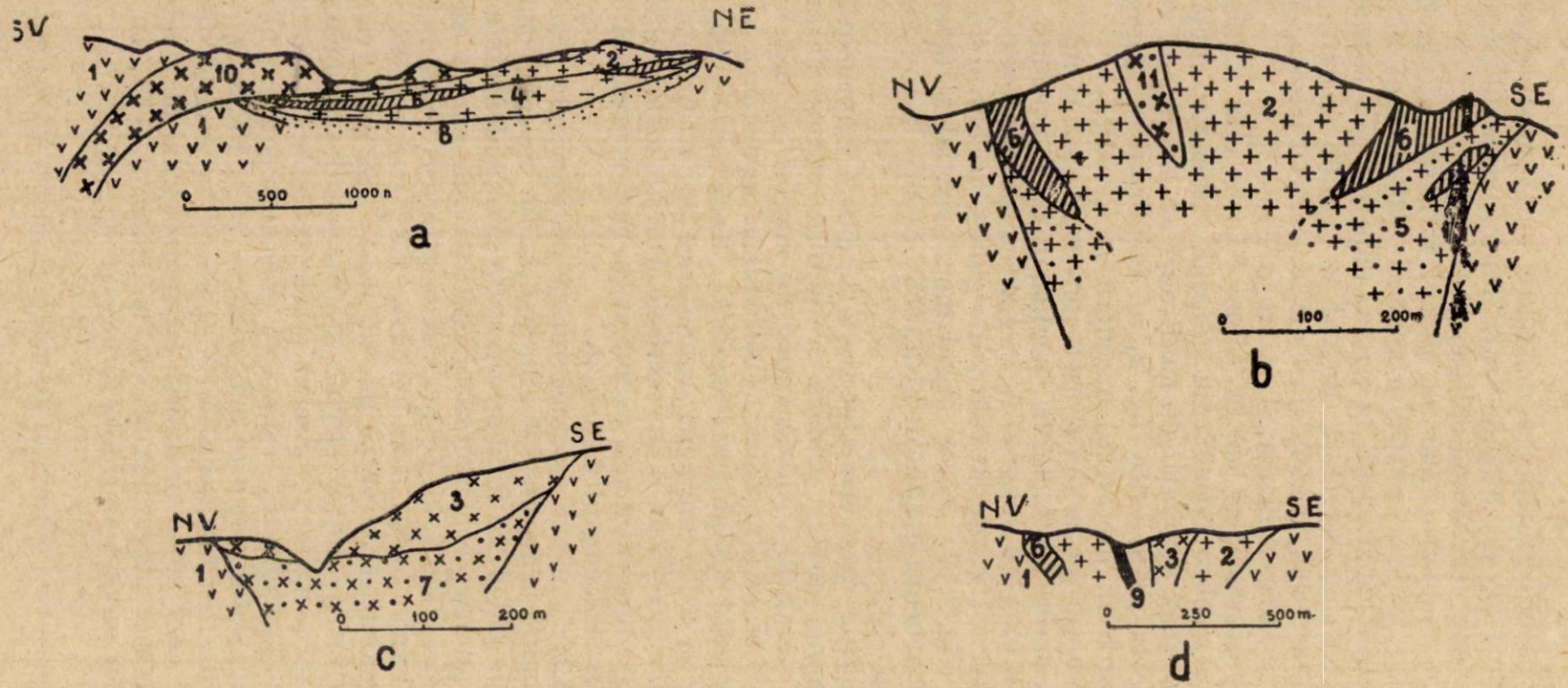


Fig. 2. — Profile schematice prin corpurile subvulcanice din Munţii Drocea.

a, Pînza intruzivă de la Căzănești—Ciungani; *b*, dykul pseudostratificat de la Almaş-Săliște; *c*, corpul subvulcanic de la Roşia-Nouă; *d*, corpul gabbroic de la Cuiaş. *1*, Bazalte; *2*, gabbrouri; *3*, gabbrouri cu olivină; *4*, dolerite; *5*, hiperite; *6*, gabbrouri cu magnetit; *7*, peridotite; *8*, microgabbrouri (faciesul marginal); *9*, gabbrouri porfirice; *10*, diorite cuarţifere de Pietroasa; *11*, granite porfirice; *1...9*, aparţin complexului ofiolitic; *10* şi *11*, aparţin eruptivului banatitic.

La restul corpurilor gabbroice, aceste neomogenități lipsesc, așa cum este cazul gabbroului de la Săvîrșin și de la Julița. La Dumbrăvița apar numai filoane de gabbrouri cu magnetit, care sînt localizate într-o masă de gabbrouri ce reprezintă adesea faciesuri pegmatitice.

Din această analiză sumară a structurii corpurilor subvulcanice reținem, în special, două elemente mai importante.

— Posibilitatea formării structurilor pseudostratificate în zonele de orogen, fapt scos în relief și cu alte ocazii (4).

— Procesul de diferențiere, în cadrul corpurilor cu dimensiuni mai mari, este limitat de obicei la părțile laterale ale masei eruptive, în timp ce zona centrală este nediferențiată și numai rareori manifestă începuturi de diferențiere.

Localizarea procesului de diferențiere într-un spațiu relativ restrîns, dar unde domnește mai multă liniște, explică de fapt și posibilitatea antrenării cristalelor spre partea superioară a camerei magmatice și acumulării gravitaționale a magmei reziduale ferifere. Aceste structuri, însă, sînt departe de a mai păstra, în toate cazurile, forma lor inițială dată de procesul de diferențiere. Sistemele de fracturi kimmerice și laramice au produs deplasarea diferitelor orizonturi, complicînd astfel extrem de mult aceste forme de zăcămînt. Mai mult, corpurile subvulcanice au fost și sediul unor puternice transformări hidrotermale, pe alocuri completate cu cele supergene. Aceste transformări, în parte, sînt provocate de soluțiile hidrotermale separate din magma gabbroică, în parte, sînt efectul unor procese de infiltrație mult mai tardive, legate de erupțiile banatitice. În acest ultim caz, soluțiile au fost canalizate în special de-a lungul sistemelor de fracturi laramice, care afectează corpurile gabbroice.

REPARTIȚIA OXIZILOR ÎN GABBROURI

Magnetitul și ilmenitul se găsesc, în mod obișnuit, în rocile bazice ca minerale accesorii, dar în unele cazuri se concentrează în așa măsură, încît devin un component principal al gabbrourilor, dînd naștere chiar unui minereu.

În general se poate vorbi de un aspect de diseminare, în care predomină silicații, în timp ce oxizii apar răspîndiți ici-colo, neregulat în masa rocii; texturi compacte nu au fost identificate în nici unul din cazurile examinate.

Intensitatea diseminării are un aspect variat. Se remarcă treceri de la diseminări mai bogate, în care raportul între oxizi și silicați este 1 : 4, pînă la un gabbro care nu conține mai mult de 2—3% magnetit. Datele statistice au arătat că acolo unde crește conținutul în minerale melanocrate se ridică și conținutul în oxizi. Zonele de îmbogățire reprezintă fîșii, lentile și cuiburi, între care trecerile gradate le fac diseminările slabe. Aceste forme se pot menține în cadrul anumitor orizonturi, de obicei discontinue, dar care nu au o grosime mai mare de 30 m. La limita orizontului de gabbro cu magnetit cu orizonturile învecinate, se desenează o fîșie îngustă în care conținutul în magnetit nu depășește 5%.

De preferinţă, acumulările de oxizi se găsesc în părţile laterale ale corpului eruptiv, cu o astfel de dezvoltare, încît imprimă întregii structuri un aspect asimetric. Astfel, la Căzăneşti — Ciungani, orizontul de gabbro cu magnetit, discotinuu, este limitat la extremităţile pînzei intruzive, deşi aceasta are un aspect cvasiorizontal. La Almaş-Sălişte apar două separaţii laterale de gabbro cu magnetit, cu înclinări mari, în apropiere de contactul gabbroului cu bazaltele. La Cuiaş am identificat numai o singură fîşie de gabbro cu magnetit, în partea nord-vestică, dar care cuprinde aceleaşi forme de diseminare ca şi în cazurile precedente.

Grăunţele de magnetit şi ilmenit sînt de obicei xenomorfe — ocupînd interstiţiile silicaţilor — şi neorientate. Cu toate că la gabbroul de Gruiu, de la Căzăneşti — Ciungani, există o tendinţă de orientare a feldspatului plagioclaz şi a piroxenului, totuşi magnetitul şi ilmenitul îşi menţin textura neorientală.

DATE MICROGRAFICE

Mineralele identificate în gabbrouri şi peridotite sînt : feldspaţii plagioclaji (labrador, bytownit), olivina, hiperstenul, diopsidul, augitul, hornblenda brună, biotitul, cuarţul, magnetitul, ilmenitul, oligistul, rutilul şi sfenul. Aici, ne vom opri numai asupra mineralelor opace şi asupra produselor de transformare ale acestora, dată fiind importanţa participării lor în rocile componente ale corpurilor subvulcanice.

Magnetitul — reprezintă un component principal al gabbrourilor, împreună cu silicaţii, datorită proporţiei în care participă (8—25%). Obişnuit, magnetitul reprezintă grăunţe xenomorfe, cu dimensiuni sub 3 mm. Uneori, însă, formează coroane de reacţie în jurul silicaţilor (piroxen, olivină) sau invadează pe planele de clivaj ale acestora. Remarcăm şi cu această ocazie faptul că hornblenda brună şi biotitul se dispun în jurul oxizilor.

Microstructura magnetitului se caracterizează prin apariţia lamelor de ilmenit, ce sînt dispuse după faţa (111), ca rezultat al procesului de dezamestec. Extincţia acestor lamele este — în toate cazurile examinate — dreaptă ; subliniem acest fapt deoarece într-o altă lucrare (3), unul dintre noi am semnalat şi extincţii oblice pentru lamelele de ilmenit care provin prin transformarea ulvöspinelului. Atacurile sistematice făcute cu HF nu au pus în evidenţă — în cazul de faţă — acest component. Ulvöspinelul a fost identificat numai în unele tipuri de gabbrouri cu magnetit de la Căzăneşti — Ciungani, unde este asociat cu magnetit şi ilmenit ; aici mai apare, dar ca produs de transformare, maghemit şi oligist.

Ilmenitul — se găseşte în cantitate destul de redusă (sub 3%) şi numai în cazul corpului gabbroic de la Cuiaş, acest mineral pare a fi mai abundent. Aici, ilmenitul este transformat aproape complet în oligist. Ilmenitul apare în granule de asemenea xenomorfe, cu dimensiuni pînă la 2 mm. În jurul grăunţelor de magnetit formează coroane de reacţie. La o mărire puternică (756×), în imersie, se observă pe suprafaţa grăunţelor de ilmenit, lamele filiforme de oligist, provenite prin dezamestec. Ele nu

sînt prea abundente și apar în special în cazul ilmenitului de la Almaș-Sălișteа.

Oligistul — apare fie ca produs primar prin dezamestec — așa cum am precizat mai sus — fie ca produs secundar, pe seama grăunțelor și lamelelor de ilmenit. Acestuia i se asociază rutilul și sfenul. Transformările în oligist pot evolua de la faze incipiente pînă la dispariția aproape completă a ilmenitului, așa cum este cazul la Cuiaș. În mod obișnuit, oligistul secundar este localizat fie pe marginea grăunțelor sau lamelelor de ilmenit, fie că formează vinișoare cu aspect reticular sau plaje ce invadează toată masa grăuntelui pe care-l substituie.

Rutilul — urmărește în special repartiția lamelelor de oligist, reușind, împreună cu acesta, să substituie aproape complet ilmenitul.

Sfenul — apare exclusiv în jurul grăunțelor de ilmenit și are dimensiuni mai mari decît ale rutilului.

CHIMISMUL MAGNETITULUI

Considerarea a cinci analize chimice complete și una parțială (tabloul nr. 1) permite a scoate în evidență unele particularități ale chimismului magnetitului [1]).

Tabloul nr. 1

Analiza chimică a magnetitului din gabbrourile din Munții Drocea

Oxizi \ Nr. probei	1/28	2/25	3/26	4/27	5/43	6/52
FeO	37,50	29,80	29,63	24,28	35,1	28,4
MgO	0,59	3,50	1,97	0,90	1,4	1,9
MnO	0,50	0,50	0,69	—	0,67	0,68
CaO	1,20	1,80	1,81	—	0,9	1,5
F_2O_3	42,20	44,40	47,36	59,63	49,8	4,1
Al_2O_3	3,79	1,20	3,43	—	6,77	4,03
V_2O_3	0,183	0,61	0,194	0,60	0,31	0,50
Cr_2O_3	—	—	—	—	urme	urme
TiO_2	9,80	12,40	7,2	5,26	3,15	14,25
SiO_2	3,46	4,80	7,50	—	2,85	2,27
P_2O_5	0,01	—	0,067	—	0,03	0,02
H_2O^+	0,50	1,09	0,44	—	—	—
Total	99,943	100,10	100,111	—	100,48	100,65

Notă. 1/28 — Magnetit din gabbroul cu olivină și magnetit. Căzănești — Ciungani. Analist — Al. Dănciulescu.
2/25 — Magnetit din gabbroul de Sorbu. Căzănești — Ciungani. Analist — Al. Dănciulescu.
3/26 — Magnetit din gabbroul de Gruiu. Căzănești — Ciungani. Analist — Al. Dănciulescu.
4/27 — Magnetit din dolerite, orizontul doleritic Căzănești — Ciungani. Analist — Gh. Lahovary.
5/43 — Magnetit din gabbroul cu magnetit de la Almaș-Sălișteа. Analist — Al. Dănciulescu.
6/52 — Magnetit din gabbroul cu magnetit de la Dumbrăvița. Analist — Al. Dănciulescu.

Conținutul în oxid feric este totdeauna mai ridicat decît acela de oxid feros, fapt remarcat și la magnetitul examinat de către E. Z. Basta (1).

[1]) Analizele 1/28, 2/25, 3/26 și 4/27 sînt luate dintr-o altă lucrare (3). „Puritatea" concentratelor de magnetit a fost asigurată în toate cazurile.

Valori apropiate între aceşti oxizi apar numai în cazul analizei 1. Deşi conţinutul în oxid feric este destul de ridicat, totuşi participarea vanadiului este obişnuit sub 0,6% şi numai excepţional ajunge la 1%.

Proporţia ridicată în care participă oxidul de aluminiu este o caracteristică a magnetitului din Munţii Drocea şi care poate fi regăsită la magnetitul din Taberg (10) şi Södro Ulvön (13), din Suedia.

O ultimă particularitate a chimismului este dată de conţinutul mult mai scăzut în TiO_2 faţă de acela din magnetitele de la Skaergaard (Groenlanda), Södro Ulvön (Suedia), Taberg (Suedia) şi Black Jack (New South Wales).

Datele analitice au fost utilizate pentru a calcula compoziţia normată (tabloul nr. 2), aplicată de F. Mogensen (13) şi E. A. Vincent şi R. Philips (21). Am recurs la această metodă pentru a putea elimina silicea provenită din incluziunile de silicaţi, extrem de abundente în mag-

Tabloul nr. 2

Compoziţia normată

Nr. probei / Grupări moleculare	1/28	2/25	3/26	5/43	6/52
$CaOSiO_2$	4,0	6,0	6,9	3,6	4,0
$MgOSiO_2$	2,7	9,0	8,9	6,8	2,9
$FeO\ SiO_2$	4,2	—	11,3	—	—
$MgO\ Al_2O_3$	—	2,3	—	1,1	6,1
$FeO\ Al_2O_3$	7,1	—	7,4	11,7	1,4
$MgO\ Fe_2O_3$	—	5,0	—	—	—
$MnO\ Fe_2O_3$	1,4	1,3	1,9	1,1	1,7
$FeO\ V_2O_3$	0,2	0,8	0,2	0,4	0,6
$FeO\ Fe_2O_3$	49,5	45,6	41,2	66,6	55,9
$FeO\ TiO_2$	12,9	29,0	9,0	8,6	20,7
$2FeO\ TiO_2$	15,6	—	12,5	—	—
Rest FeO	2,6	1,0	0,7	—	—
TiO_2	—	—	—	0,1	6,7

netit. Se remarcă, cu această ocazie, o variaţie importantă a conţinutului în magnetit, de la 41,2 la 66,6%, fapt care atrage după sine şi o variaţie însemnată a proporţiei în care participă ilmenitul, de la 8,6 la 29,0%. Molecula de ulvöspinel (Fe_2TiO_4) a fost calculată numai pentru analizele 1 şi 3, unde apare un exces de oxid feros. În primul caz, ulvöspinelul participă în porporţie de 15,6%, fiind identificat şi pe cale optică, iar în al doilea caz numai de 12,5%. Apariţia moleculei de spinel feros şi de spinel magnezian în soluţie solidă este cauzată de frecvenţa aluminei în chimismul magnetitului.

Diagrama triunghiulară $TO_2-MO-R_2O_3$ (fig. 3) scoate în evidenţă, şi în acest caz, conţinutul relativ scăzut în titan al magnetitului din Munţii Drocea în raport cu alte regiuni. Punctele se menţin, însă, numai în cîmpul de variaţie al celor trei componenţi principali — magnetit, ilmenit şi

ulvöspinel. Ele se asociază unor magnetite de la Skaergaard și Schmoo Lake, fiind destul de aproape de polul Fe_3O_4.

Formarea celor două soluții solide, magnetit-ulvöspinel și magnetit-ilmenit, în cadrul unui astfel de sistem, a fost discutată într-o serie de lucrări anterioare. Subliniem, însă, și cu această ocazie, faptul că apariția și conservarea ulvöspinelului se poate realiza numai într-un mediu reducător, deoarece — așa cum vom vedea mai departe — la un exces de oxid feric se transformă în ilmenit. În schimb, ilmenitul provenit prin dezamestec — în cazul celei de-a doua soluții solide — este extrem de frecvent și dă microstructura caracteristică magnetitelor din Munții Drocea.

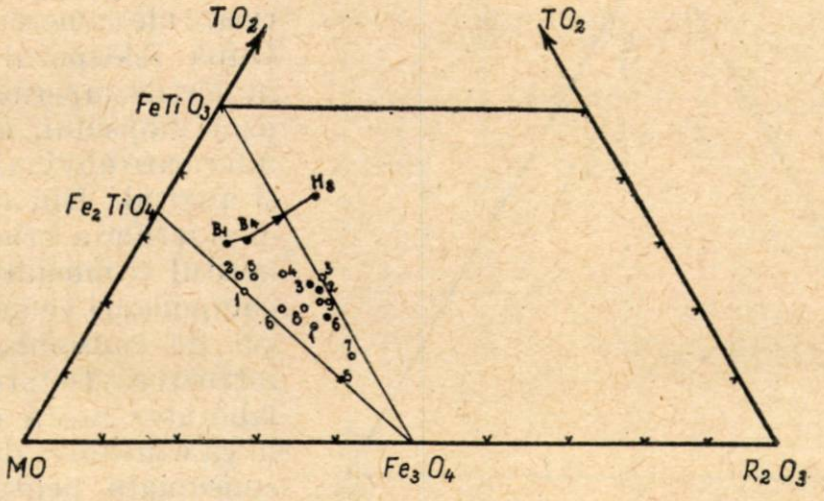


Fig. 3. — Diagrama de variație $TO_2-MO-R_2O_3$

1—6 (puncte), reprezintă magnetite din Munții Drocea; $B_1—B_4—H_8$, magnetite din teschenitele de la Black Jack (25); *1—9* (cerculețe), reprezintă magnetite de la Skaergaard și Schmoo Lake — Quebec (22); $TO_2 = TiO_2 + SiO_2$; $MO = FeO + MgO + MnO + CaO$; $R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3 + V_2O_3$.

POSIBILITĂȚILE DE FORMARE ALE MAGNETITULUI

Încă de mult timp s-a observat că unele magme bazaltice, în timpul diferențierii, au tendința de a concentra fierul în produsele lor reziduale. Astăzi se cunosc numeroase exemple de corpuri bazice, din a căror structură se reflectă o astfel de evoluție. În acest sens, seria de roci tholeitice de la Skaergaard reprezintă cel mai tipic exemplu de concentrare a fierului treptat cu evoluția procesului de cristalizare; aici, olivinele din produsele finale ale consolidării magmatice, se apropie de compoziția unor fayalite pure, iar piroxenii de compoziția unor hedenbergite. În schimb sillul de teschenite de la Black Jack (New South Wales) scoate în evidență numai o ușoară îmbogățire în fier, în stadiul final al cristalizării magmelor, dar care se concretizează prin formare de magnetit.

Cercetările noastre de detaliu au arătat că și magmele ofiolitice din Munții Drocea manifestă o astfel de evoluție, pe alocuri chiar destul de pronunțată.

Examinarea procesului de diferenţiere în pînza intruzivă de la Căzăneşti — Ciungani, a scos în evidenţă o evoluţie a procesului de cristalizare de la o magmă gabbroică spre una hornblenditică (3). Aici, primul component cristalizat este feldspatul plagioclaz care s-a ridicat treptat spre zonele superioare, în timp ce magma reziduală feriferă se acumula în părţile inferioare ale camerei magmatice. După feldspatul plagioclaz, în părţile superioare a cristalizat diopsidul, iar în părţile inferioare olivina, hiperstenul şi augitul. Din lichidul rezidual ferifer a cristalizat magnetitul şi ilmenitul ca ultimi componenţi ce încheie procesul de consolidare a pînzei intruzive. Determinările de laborator arată că numai o mică cantitate de fier a fost consumată pentru formarea silicaţilor feromagnezieni şi cea mai mare parte a fost reţinută, împreună cu titanul, în magma reziduală pentru a forma magnetitul şi ilmenitul.

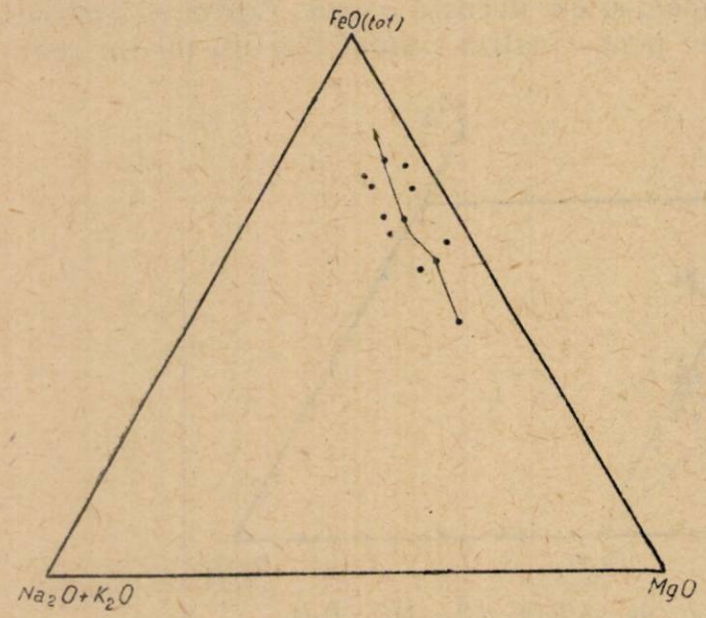


Fig. 4. — Diagrama de variaţie FeO (tot) — MgO — (Na_2O + K_2O) pentru seria de diferenţiere de la Căzăneşti — Ciungani.

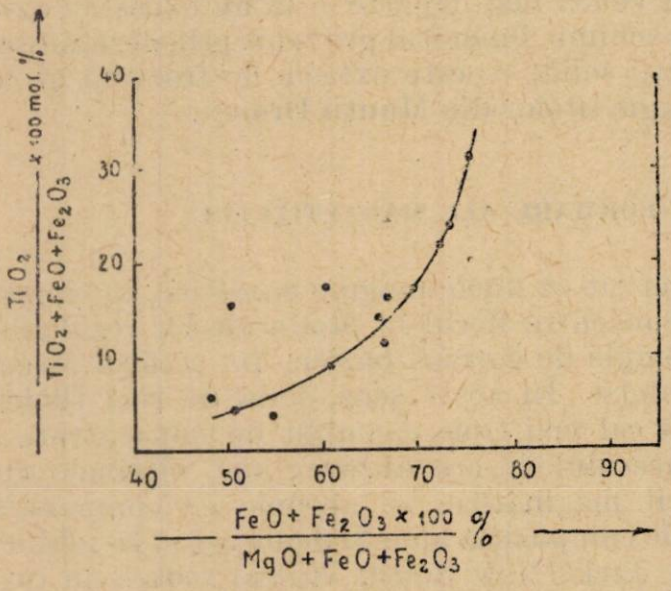


Fig. 5. — Variaţia conţinutului în titan şi fier în seria de diferenţiere de la Căzăneşti — Ciungani.

Diagrama triunghiulară FeO (tot) — MgO — (Na_2O + + K_2O) (fig. 4) reflectă o astfel de îmbogăţire în fier a magmelor reziduale. Din diagrama care conţine pe ordonată raportul

$$\frac{TiO_2}{TiO_2 + FeO + Fe_2O_3} \times 100$$

mol. %, iar pe abscisă raportul

$$\frac{FeO + Fe_2O_3 \times 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3} \%$$

(fig. 5) reiese faptul că, o dată cu concentrarea fierului în magmele reziduale creşte şi conţinutul în titan.

Aceeaşi evoluţie a urmărit-o şi corpul gabbroic de la Almaş-Sălişte şi de la Cuiaş.

Un aspect puțin deosebit îl oferă corpul de peridotite de la Roșia-Nouă. În acest caz, evoluția magmei inițiale gabbroice, a fost astfel dirijată încît aproape întreaga cantitate de fier a fost consumată pentru formarea silicaților. În corpul intrusiv de la Roșia-Nouă, primul component cristalizat este o olivină magneziană, care a fost antrenată spre părțile superioare ale camerei magmatice, datorită greutății specifice mai mici decît a magmei reziduale ferifere. Împreună cu plagioclazul a format nivelul superior de gabbrouri. În zona inferioară, din magma reziduală a cristalizat o olivină feriferă după care urmează piroxenul, alcătuind astfel nivelul de peridotite. Magnetitul și ilmenitul, care sînt xenomorfi au numai un rol accesoriu, și nu depășesc 2% din compoziția rocii.

Desigur că aceste două aspecte, dintre care numai primul oferă posibilitatea de a se forma oxizi, trebuie legate de unele particularități ale magmelor ofiolitice din Munții Drocea. Cea mai importantă particularitate a magmelor gabbroice este starea lor diferită de oxidare.

Dacă urmărim variația raportului $\frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3} \times 100$ mol. %, care exprimă gradul de oxidare a magmelor, în funcție de raportul $\frac{FeO + Fe_2O_3 \times 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3}$% (fig. 6) se observă că punctele ocupă întreaga suprafață a diagramei, fără preferință, iar unele dintre acestea au valori mai mari pentru primul raport. Acest fapt dovedește că magmele ofiolitice din Munții Drocea, consolidate în condiții vulcanice sau subvulcanice, prezintă stări diferite de oxidare. Mult mai evident apare acest aspect dacă urmărim variația gradului de oxidare în funcție de raportul $\frac{TiO_2}{TiO_2 + FeO + Fe_2O_3} \times 100$ mol. % (fig. 7). În această diagramă se conturează două cîmpuri, unul în partea de sus, în care se asociază magme consolidate în condiții vulcanice și subvulcanice, dar puternic oxidate, altul în partea de jos, în care se grupează magmele slab oxidate.

Studiul corpurilor gabbroice din Munții Drocea care conțin acumulări de oxizi, ca un produs final al procesului de cristalizare, a scos în relief faptul că magmele inițiale au fost puternic oxidate. În schimb, magma inițială a intrusiunii de la Skaergaard, în care fierul a fost antrenat treptat la formarea silicaților feromagnezieni a fost slab oxidată. Ne găsim, așadar, în fața a două exemple, în care magmele inițiale au avut stări diferite de oxidare. Acest fapt ne întărește convingerea, că evoluția unei magme bazaltice este controlată în mod direct de fenomenul de oxido-reducere. Fenomenul de oxidare al magmelor, așa după cum am subliniat și cu altă ocazie (3), (4), este determinat de presiunea parțială a oxigenului cu care magma caută să fie în echilibru. După cum arată G. C. Kennedy (11), echilibrul între $FeO - Fe_2O_3 - O_2$ poate fi menținut numai în anumite condiții de T și P. La o ridicare a conținutului în oxigen, determinat de gradul pronunțat de disociere al apei la temperatură ridicată, raportul dintre oxizii de fier se poate schimba în favoarea oxidului feric. În astfel

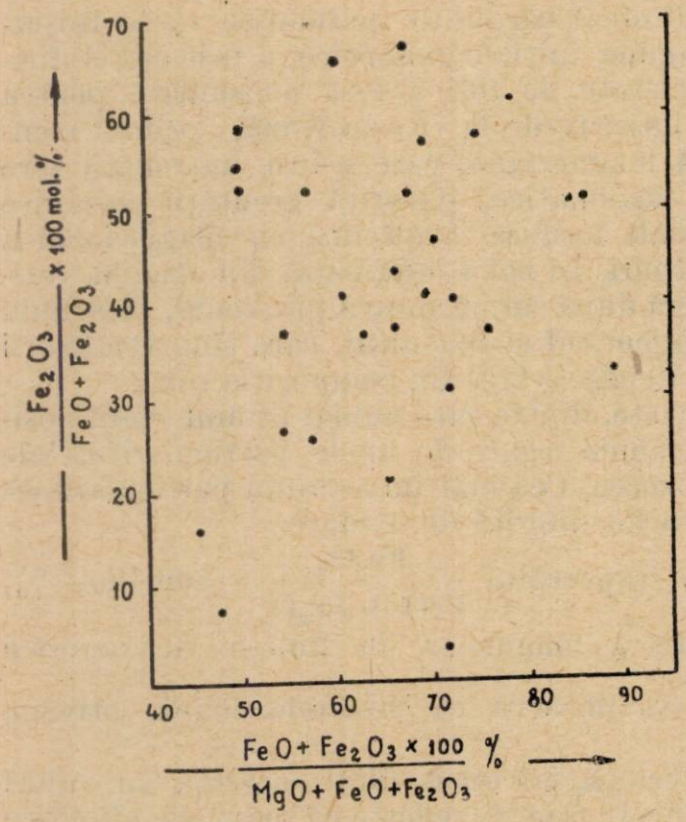


Fig. 6. — Variația gradului de oxidare la diferite roci vulcanice și subvulcanice din Munții Drocea.

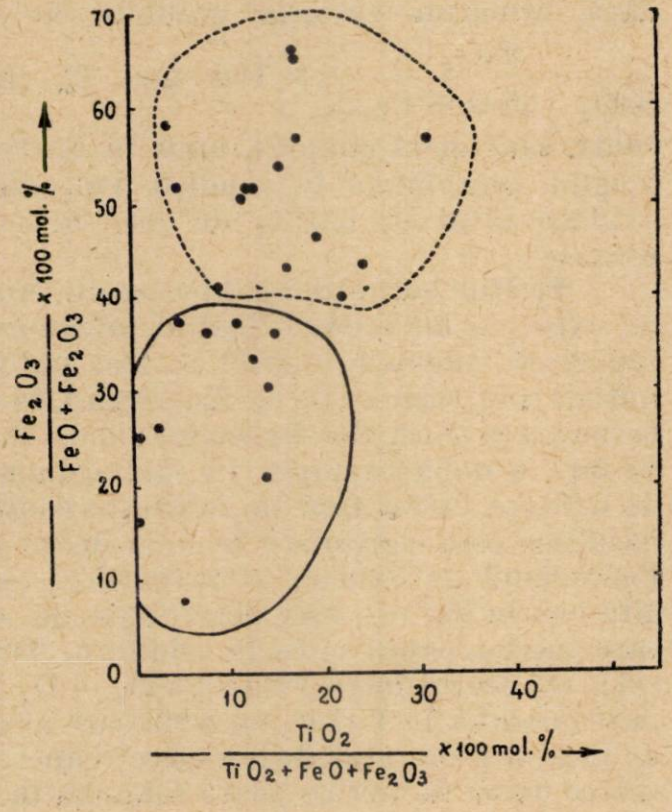


Fig. 7. — Variația gradului de oxidare la diferite roci vulcanice și subvulcanice din Munții Drocea.

de condiții, evoluția magmei se va face în sensul acumulării treptate a fierului în produsele reziduale.

Dacă o magmă bazaltică începe cristalizarea în condiții reducătoare, cantitatea cea mai mare de fier este prezentă ca oxid feros. Consecința acestui fapt este că în primele stadii ale cristalizării, fierul va participa la formarea silicaților feromagnezieni. O cantitate redusă de oxid feric în magmă va contribui la apariția unei mici cantități de magnetit. Această evoluție este exemplificată de intruziunea de la Skaergaard. Corpul de peridotite de la Roșia-Nouă pare să se fi consolidat în astfel de condiții slab oxidante.

Dacă magma bazaltică începe cristalizarea în condiții de oxidare puternică, atunci numai o mică cantitate de fier va participa la formarea silicaților feromagnezieni, iar cea mai mare parte se va acumula în magma reziduală din care cristalizează oxizii. Acest aspect este ilustrat de evoluția corpurilor intruzive de la Căzănești — Ciungani, Almaș-Săliște și Cuiaș.

Reținem, prin urmare, gradul de oxidare ca un element important în evoluția magmelor bazice, deoarece el asigură concentrarea fierului în produsele reziduale pentru formarea oxizilor. În acest scop, ordinea de cristalizare este inversată; inițial se formează feldspatul plagioclaz, apoi mineralele melanocrate, urmate de magnetit și ilmenit. Apariția hornblendei brune și a biotitului după magnetit este de asemenea o consecință a acestei evoluții.

Am precizat mai sus, că o dată cu acumularea fierului în magma reziduală crește și conținutul în titan. În acest mediu, magnetitul are posibilitatea de a forma o soluție solidă, pe de o parte cu ulvöspinelul, pe de altă parte, cu ilmenitul. Prin răcire treptată, ulvöspinelul și ilmenitul se individualizează sub formă de lamele ce se orientează după fața (111). Lamele de ulvöspinel se conservă numai în mediul reducător, iar la un exces de oxid feric se transformă în ilmenit.

$$Fe_2TiO_4 + Fe_2O_3 \rightarrow Fe_3O_4 + Fe_2TiO_3$$

Lamelele de ulvöspinel, parțial transformate în ilmenit, au fost identificate pe cale optică numai în gabbroul cu olivină și magnetit din pînza intruzivă de la Căzănești — Ciungani (3). În restul cazurilor examinate, ulvöspinelul nu a mai fost întîlnit, fapt care denotă un grad de oxidare al magmelor reziduale destul de pronunțat.

Ilmenitul poate forma de asemenea o soluție solidă cu oligistul care, însă, la o răcire lentă permite ca ultimul component să se dezamestece sub forma unor lamele fine. Această microstructură caracterizează în parte grăunțele de ilmenit din gabbrourile din Munții Drocea. Dacă răcirea este mai rapidă, așa cum se întîmplă în cazul rocilor vulcanice sau corpurilor consolidate aproape de suprafață, dar cu grosimi reduse, magnetitul și ilmenitul nu mai prezintă fenomene de dezamestec, decît în mod excepțional. Astfel este cazul magnetitului și ilmenitului din lavele bazaltice din Munții Drocea, care obișnuit apar destul de omogene și numai rareori conțin pe suprafața lor lamele filiforme de ilmenit și oligist. Aspecte identice apar în magnetitele din rocile vulcanice de la Bisperg din Suedia (1), și în magnetitele din sillul de teschenite de la Black Jack (25).

НОВОЕ В ИЗУЧЕНИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТА В ГОРАХ ДРОЧА

РЕЗЮМЕ

В ассоциации с докиммерийскими базальтами, расположенными в осевой зоне Гор Дроча, появляется ряд субвулканических габбровидных и перидотитовых тел, образующих жилы, интенсивные покровы и псевдостратифицированные дайки. В пределах тел больших размеров процесс дифференциации ограничивается обычно боковыми частями, тогда как центральная зона не дифференцирована и обнаруживает лишь изредка признаки начальной дифференциации. В боковых частях изверженных тел появляются скопления окислов (магнетита и ильменита), являющиеся, однако, лишь вкраплениями в габбровидных породах. Окислы всегда ксеноморфны. На поверхности магнетитовых зерен появляются пластинки ильменита, обособившегося из смеси и лишь в одном случае были выявлены пластинки ульвошпинеля, частично превратившиеся в ильменит.

Химические данные показали, что оффиолитовые магмы гор Дроча обладают различной степенью окисления, так что и их развитие имеет различные особенности. Так, например, одной из особенностей являются окисленные габбровидные магмы, позволяющие скопление железа в магматическом остатке и образование окислов; в этом случае плагиоклазовый полевой шпат кристаллизируется раньше пироксена. Второй особенностью являются габбровидные магмы, неокисленные, в результате развития которых железо было полностью вовлечено в образование ферромагнезиальных силикатов.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая схематическая карта гор Дроча (по данным Геологического Комитета). 1 — кристаллические сланцы; 2 — базальты; 3 — габбро, долериты и перидотиты; 4 — верхняя юра; 5 — валанжин — готерив; 6 — баррем — апт; 7 — верхний мел; 8 — банатиты; 9 — неоген; 10 — агломераты и андезиты; 11 — линия надвига.

Рис. 2. — Схематические разрезы субвулканических тел гор Дроча. *a* — интрузивный покров Кэзэнешть-Чунгани; *b* — псевдопластовая дайка в районе Алмаш — Сэлиште; *c* — субвулканическое тело в Рошиа Ноуэ; *d* — габбровое тело в районе Куйаш. 1 — базальты; 2 — габбро; 3 — оливиновые габбро; 4 — долериты; 5 — гипериты; 6—габбро с магнетитовым оруденением; 7 — перидотиты; 8—микрогаббро; (краевая фация); 9 — порфиро-габбро; 10 — кварцевые диориты Пьетроаса; 11—порфиро-граниты; 1 . . . 9 — породы, относящиеся к офиолитовому комплексу; 10 и 11 — породы, относящиеся к банатитовым извержениям.

Рис. 3. — Вариационная диаграмма TO_2-MO-R_2O_3. 1—6 — (точки)участки оруденения в горах Дроча; B_1—B_4H_8 — магнетитовое оруденение в тешенитах района Блэк Жак (25); 1—9 — (кружки) магнетитовое оруденение в Скаргарде и Шмоо Лаке — Квебек (22); $TO_2 = TiO_2 + SiO_2$; $MO = FeO + MgO + MnO + CaO$; $R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3 + V_2O_3$.

Рис. 4. — Вариационная диаграмма FeO (полностью) — MgO —($Na_2O + K_2O$) для серии дифференцированных пород района Кэзэнешть—Чунгани.

Рис. 5. — Колебания содержания титана и железа в серии дифференцированных пород района Кэзэнешть-Чунгани.

Рис. 6. — Изменения степени окисления различных вулканических и субвулканических пород гор Дроча.

Рис. 7. — Изменение степени окисления различных вулканических и субвулканических пород гор Дроча.

NOUVELLE CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES POSSIBILITÉS DE FORMATION DES MAGNÉTITES TITANIFÈRES DES MONTS DROCEA

RÉSUMÉ

En association avec les basaltes précimmériens de la zone axiale de la chaîne des monts Drocea, apparaît une série de corps subvolcaniques, de gabbros et de péridotites, qui forment des filons, des couches intrusives et des dykes pseudo-stratifiés. Dans le cadre des corps de grandes dimensions, le processus de différenciation se limite d'habitude aux parties latérales, tandis que la zone centrale est non différenciée et ne manifeste que rarement un début de différenciation.

Dans les parties latérales des corps éruptifs apparaissent des accumulations d'oxydes (magnétite et ilménite), mais qui ne représentent que des disséminations dans les gabbros. Les oyxdes sont toujours xénomorphes. A la surface des grains de magnétite, on distingue des lamelles d'ilménite. Des lamelles d'ulvöspinelle ont été identifiées dans un seul cas, mais elles sont partiellement transformées en ilménite.

Les données chimiques ont démontré que les magmas ophiolitiques des monts Drocea présentent différents états d'oxydation, de sorte que leur évolution revêtelle aussi des aspects divers. Un premier aspect est fourni par les magmas oxydés, qui permettent l'accumulation du fer dans le résidu magmatique et la formation des oxydes ; dans ce cas, le feldspath plagioclase cristallise avant le pyroxène. Le second aspect est celui des magmas non oxydés ; au cours de l'évolution de ces derniers, le fer a été entraîné complètement à la formation des silicates ferro-magnésiens.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse géologique des monts Drocea (d'après les données du Comité Géologique). *1*, Schistes cristallins ; *2*, basaltes ; *3*, gabbros, dolérites et péridotites ; *4*, Jurassique supérieur ; *5*, Valanginien-Hauterivien ; *6*, Barrémien-Aptien ; *7*, Crétacé supérieur ; *8*, banatites ; *9*, Néogène ; *10*, agglomérats et andésites ; *11*, ligne de chevauchement.

Fig. 2. — Profils schématiques, à travers les corps subvolcaniques des monts Drocea. *a*, Couche intrusive, à Căzăneşti — Ciungani ; *b*, dyke pseudo-stratifié, à Almaş — Sălişte ; *c*, corps subvolcanique, à Roşia-Nouă ; *d*, corps gabbroïque, à Cuiaş. *1*, Basaltes ; *2*, gabbros ; *3*, gabbros à olivine ; *4*, dolérites ; *5*, hypérites ; *6*, gabbros à magnétite ; *7*, péridotites ; *8*, microgabbros (faciès marginal) ; *9*, gabbros porphyriques ; *10*, diorites quartzifères de

Pietroasa; *11*, granits porphyriques. *1* à *9*: appartiennent au complexe ophiolithique; *10* et *11*: appartiennent à l'éruptif banatitique.

Fig. 3.—Diagramme de variation de $TO_2-MO-R_2O_3$. *1* à *6* (points): représentent des magnétites des monts Drocea; $B_1-B_4-H_8$: magnétites des teschénites de Black Jack (25); *1* à *9* (petits cercles): magnétites de Skaergaard et de Schmoo Lake — Québec (22); $TO_2 = TiO_2 + SiO_2$; $MO = FeO + MgO + MnO + CaO$; $R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3 + V_2O_3$.

Fig. 4. — Diagramme de variation de FeO (en entier) — MgO — $(Na_2O + K_2O)$, pour la série de différenciation de Căzăneşti—Ciungani.

Fig. 5. — Variations de la teneur en titane et en fer de la série de différenciation de Căzăneşti—Ciunganî.

Fig. 6. — Variations du degré d'oxydation de diverses roches volcaniques et subvolcaniques des monts Drocea.

Fig. 7. — Variations du degré d'oxydation de diverses roches volcaniques et subvolcaniques des monts Drocea.

BIBLIOGRAFIE

1. Basta E. Z., *Accurate determination of the cell dimensions of magnetite.* Min. Mag., 1957, vol. XXXI, nr. 237.
2. Bowen N. L., *The evolution of the igneous rocks.* Princeton Univ. Press., Princeton, W.J., U.S.A., 1928.
3. Cioflica G., *Studiul mineralogic şi petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Căzăneşti — Ciungani (Munţii Drocea).* An. Com. geol., 1960, vol. XXXII (sub tipar).
4. — *Entwicklung des mesozoischen Vulkanismus im Drocea-Gebirge.* Geochemical conference of the Hungarian Academy of Sciences, 5—10 oct. 1959.
5. Cornwall H., *Ilmenite, Magnetite, Hematite and Copper in Lavas of the Keweenawan Series.* Econ. Geol., 1951, vol. 46, nr. 1.
6. Dunn A. Y. a. Dey K. A., *Vanadium-bearing titaniferous iron-ores of Singhbbum and Mayurbhany.* Indi. Trans. of the Mining and Geological Institute of India, 1937, vol. 21.
7. Edwards A. B., *Textures of the ore minerals and their significance.* Australian Inst. Min. Met., Melbourne, 1954.
8. Evrard P., *The differentiation of titaniferous magmas.* Econ. Geol., 1949, nr. 3.
9. Giuşcă D. şi Cioflica G., *Structura pînzei intrusive de la Căzăneşti — Ciungani.* Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria şt. nat., 1957, nr. 13.
10. Hjelmqvist S., *The titaniferous iron-ore deposit of Taberg in the south of Sweden.* Sweriges geologiska undersök. Avhandl., 1950, seria C, nr. 512.
11. Kennedy G. C., *Equilibrium between volatiles and iron-ores in igneous rocks.* Amer. Journ. of Sci., 1948, vol. 246, nr. 9.
12. Kober L., *Leitlinien der Tektonik Jugoslawiens.* Serbische Akademie der Wissenschaften. Sonderausgabe, Belgrad, 1953, vol. CLXXXIX, nr. 3.
13. Mogensen F., *A ferro-orto-tithanate ore from Södro Ulvön.* Geologiska Föreningens, 1946, vol. 68, nr. 447.
14. Papiu V. Corvin, Savu H., Romanescu D. şi Pîrvu L., *Corelaţia dintre alcătuirea geologică şi anomaliile magnetice din zona axială a Masivului Drocea (Munţii Apuseni).* Dări de seamă Com. geol., 1954—1955, vol. XLII.
15. Ramdohr P., *Ulvöspinel and its significance in titaniferous iron-ores.* Econ. Geol., 1953, vol. 48, nr. 8.
16. — *Die Beziehungen von Fe-Ti Erzen aus magmatischen Gesteinen.* Bull. Commiss. Géol. de Finlande, 1956, nr. 173.
17. Savu H., *Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureşului.* Dări de seamă Com. geol., 1961, vol. 45 (sub tipar).
18. — *Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţiuni la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea.* Dări de seamă Com. geol., 1961, vol. 46 (sub tipar).
19. Schneiderhöhn-Ramdohr P., *Lerbuch der Erzmikroscopie.* Berlin, 1931, vol. II.

20. Schwartz G. M., *Textures due to unmixing of solid solutions.* Econ. Geol., 1931, vol. XXVI.
21. Vincent E. A. a. Phillips R., *Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland.* Geochimica et Cosmochimica Acta, 1954, vol. VI, nr. 1.
22. Vincent E. A., Wright J. B., Chevalier R. a. Matieu S., *Heating experiments on some natural titaniferous magnetites.* Min. Mag., 1957, vol. XXXI, nr. 239.
23. Wager L. R. a. Mitchell R. L., *The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.* Geochimica et Cosmochimica Acta, 1951, vol. I, nr. 3.
24. Walker F., *The pegmatitic differentiates of basic scheets.* Am. Journ. of Sci., 1953, vol. 25, nr. 1.
25. Wilkinson J. F. G., *Titanomagnetites from a differentiated teschenite sill.* Min Mag., 1957, vol. XXXI, nr. 237.

STUDIUL STRUCTURAL PETROLOGIC AL FELDSPAȚILOR DIN ROCI MAGMATICE

DE

ALEXANDRINA BARBU

Comunicare prezentată în Sesiunea de comunicări a Institutului de geologie, geofizică și geografie, din 19—21 mai 1960

În cadrul cercetărilor de analiză structurală petrologică făcute asupra unor masive eruptive din Dobrogea de nord s-au prezentat în lucrări anterioare, o serie de date în legătură cu orientarea cristalelor de cuarț, biotită și a suprafețelor cu incluziuni fluide din cristalele de cuarț (10), (11).

În afară de aceste probleme structurale petrologice cu caracter local, au fost dezvoltate și unele probleme de ordin științific general cu privire la semnificația petrotectonică a suprafețelor cu incluziuni fluide din cristalele de cuarț (12).

Rezultatele obținute în cercetările de analiză microstructurală petrologică ne-au permis să trecem și la studierea orientării altor minerale din rocile magmatice, asupra cărora se găsesc puține date în literatură. Din această categorie fac parte și feldspații.

Cercetările de analiză microstructurală s-au ocupat mai mult de feldspații plagioclaji, iar pentru feldspații potasici, după cum menționează N. A. Eliseev (4), acestea aproape lipsesc.

Printre primele observații făcute asupra orientării cristalelor de feldspat pot fi considerate cele ale lui H. Cloos și E. Cloos (citați după H. Cloos (2)). Pe baza orientării cristalelor de feldspați plagioclaji, ei au reconstituit forma inițială a unui corp de roci trahitice.

Mai tîrziu Br. Sander și E. Felkel (8), ca și H. Cloos (3), au dat cîteva indicații asupra posibilităților de ordonare a cristalelor de feldspat în raport cu habitusul lor. Ei au arătat că în timpul curgerii magmelor cristalele se pot orienta paralel cu direcția de curgere sau transversal pe această direcție. Pentru a ajunge în poziții de echilibru în planul de alunecare laminară al magmei, cristalele efectuează diferite mișcări,

între care cele de rotire în jurul unor axe. Pozițiile de echilibru, frecvent întîlnite la feldspați sînt cele cu fața (010) în planul de curgere al magmei.

Cercetări de analiză microstructurală petrologică pentru feldspații plagioclaji a făcut F. F. Osborne (7), cu ocazia studierii unor tonalite. În lucrare sînt prezentate cîteva diagrame structurale petrologice. Dintre acestea, diagramele construite pentru planele de clivaj (010) la andezin posedă o centură, fragmentată în mai multe maxime, care este normală la axa tectonică *b*. O altă diagramă pentru axele [100], tot la andezin, are un singur maxim care coincide cu poziția axei tectonice *b*.

Aceste cazuri de orientare ale feldspaților plagioclaji sînt trecute și în tabloul întocmit de H. W. Fairbairn (5), în care se mai arată că la albit axa [100] în planul tectonic *ab* poate fi paralelă cu axa tectonică *b* sau *a*. Aceleași orientări pentru feldspați sînt menționate și de către N. A. Eliseev (4).

Orientarea feldspaților în rocile magmatice a fost studiată și în raport cu poziția axelor indicatricei (13), (9). Se constată că interpretarea diagramelor structurale petrologice, construite pentru aceste axe, este făcută în mod sumar, fără aprecieri asupra formei cristalelor. Aspectul general al diagramelor evidențiază caracterul de B-tectonite.

Lipsa unui număr mai mare de lucrări de analiză microstructurală pentru feldspații din rocile magmatice poate fi justificată în oarecare măsură de explicația dată de către L. I. Lukin (6), și anume că „determinarea orientării mineralelor biaxe este legată de greutăți considerabile și de aceea nu și-a găsit o aplicare mai largă" [1]).

Cu toate acestea, studierea orientării feldspaților este necesară mai ales pentru rocile magmatice din care lipsește biotita. De asemenea trebuie menționat că cristalele de feldspat pot da indicații prețioase asupra mișcărilor din stadiul magmatic și mai exacte decît biotita, care-și poate ușor schimba orientarea primară sub influența deformațiilor postmagmatice. În acest sens amintim cele menționate tot de L. I. Lukin (6), și anume că „orientarea cristalelor idiomorfe de feldspat din rocile intruzive aproape întotdeauna este condiționată de orientarea primară în legătură cu curgerea magmei" [2]).

În lucrarea de față noi am căutat să dezvoltăm mai întîi studiul cinematic al cristalelor de feldspat, în scopul de a găsi unele metode care să ușureze descifrarea mișcării cristalelor după aspectul diagramelor structurale petrologice. Ca material de lucru am folosit probe de roci eruptive din Masivul Iacobdeal—Turcoaia. Acest studiu rezolvă în același timp problema analizei microstructurale a feldspaților din granitele de la Iacobdeal — Turcoaia și, totodată, dă indicații asupra feldspaților și din alte roci magmatice.

---

[1]) p. 56.
[2]) p. 57.

ANALIZA MICROSTRUCTURALĂ PETROLOGICĂ A FELDSPAȚILOR

Pentru studiul structural petrologic al feldspaților s-au folosit probe orientate de roci eruptive, colectate din carierele Masivului Iacobdeal—Turcoaia. Acest masiv a fost studiat în mod detaliat din punct de vedere geologic și petrografic de către Șt. N. Cantuniari (1).

Majoritatea probelor analizate au fost de granit. Structura acestor roci variază de la grosieră pînă la fină. Textura lor este aparent neorientată. Componenții principali ai granitelor îi formează feldspații potasici și plagioclaji.

Din studiul microscopic s-a constatat că compoziția feldspaților a variat mult față de cristalizarea lor în stadiul lichid magmatic și în special feldspații potasici au suferit diverse grade de transformare. Această situație a produs unele greutăți în determinarea orientării cristalelor, mai ales pentru feldspații micropertitici.

Analiza microstructurală s-a făcut pe secțiuni microscopice orientate care s-au preparat din probe orientate de granit și numai în cîteva cazuri, de porfire. Din cele 80 de secțiuni preparate, la studiul feldspaților au putut fi folosite numai 51 de secțiuni, deoarece o parte din celelalte nu au fost apte pentru măsurători din cauza alterării prea avansate a cristalelor. Alte secțiuni, cu o structură prea grosieră a granitului sau cu o abundență de masă eutectică feldspat-cuarț nu au favorizat studiul structural statistic, avînd un număr prea mic de cristale de feldspat în fiecare secțiune.

La cristalele de feldspat s-au determinat, cu masa universală Fedorov, pozițiile axelor indicatricei, orientarea planelor de clivaj și dimensiunile relative ale diverselor secțiuni transversale în cristalele de feldspat.

Pentru a se putea interpreta cît mai exact diagramele structurale ale feldspaților s-au studiat la început mișcările cristalelor pentru diferite feluri de habitusuri.

1. CINEMATICA CRISTALELOR DE FELDSPAT

În studiul cinematicii cristalelor din magmă interesează formele lor cristalografice care conduc la anumite orientări statistice după formă. Din acest motiv, și în cazul feldspaților ordonarea statistică a cristalelor va varia în funcție de habitusul lor.

a. *Dimensiunile relative ale cristalelor.* Studiul microscopic al feldspaților din granitele analizate a arătat că toate felurile de feldspat (potasici, micropertitici, plagioclaji) au aproximativ aceleași habitusuri. Ca urmare a acestei constatări s-a căutat a se determina forma predominantă a cristalelor, folosindu-se calculul statistic. Pentru aceasta s-a considerat ca formă simplificată a cristalelor de feldspat forma compusă din fețele: (100), (010), (001), la care s-au determinat valorile diametrelor fețelor respective.

Ca diametru între fețele (010) și (0$\bar{1}$0) s-a luat axa γ a indicatricei care este apropiată ca valoare de axa *b*; între planele (001) și (00$\bar{1}$) axa β, care se găsește față de axa *c* a cristalului sub un unghi mic, și a treia axă α în sensul lungimii cristalului, apropiată ca valoare de axa *a*. Procedînd în acest fel s-au putut măsura dimensiunile diametrelor cristalului după cele trei direcții : α, β, γ. Determinările s-au făcut cu masa universală Fedorov, cu scopul de a se orienta cît mai exact secțiunile de cristal.

S-au efectuat măsurători pentru 1 356 de cristale de feldspat. Determinările au fost înscrise în diagrame, luîndu-se pe abscisă și pe ordonată, în mod succesiv, cîte două din axele : α, β, γ.

Punctele proiectate au fost prelucrate statistic după curbe de egală frecvență. S-au construit astfel diagrame statistice ale variației raportului dimensiunilor relative ale cristalelor de feldspat după cele trei direcții, pentru grupe mari de cariere : carierele Iacobdeal—Talieni (pl. I, fig. 1), carierele Turcoaia (pl. I, fig. 2) și carierele Dealul Manole (pl. I, fig. 3).

Din examinarea diagramelor se poate observa că raportul lungimilor diametrelor după cîte două axe este aproape constant. Proiecțiile se înscriu pe o zonă alungită după o direcție liniară.

În diagrame apar maxime de frecvență mai mare care se situează înspre valorile mici ale acestor zone, ceea ce arată că dimensiunile cristalelor cele mai des întîlnite sînt de valori mijlocii.

Suprapunînd cele trei diagrame, pentru diferite grupe de cariere, se constată că raportul axelor pentru dimensiunile mici ale cristalelor este același. O dată cu creșterea dimensiunilor se găsesc unele mici variații care apar în special la diagrama pentru carierele Dealul Manole. Valorile diametrelor în direcția axelor $\beta-\gamma$ tind să se apropie de egalitate în toate diagramele.

Pentru a evidenția mai clar raportul dimensiunilor relative al cristalelor după cele trei axe, s-au reprezentat în mod grafic secțiunile transversale după axele : $\alpha-\beta$; $\alpha-\gamma$; $\beta-\gamma$ (pl. I, fig. 4). Mărimea lor a fost calculată după valoarea medie a maximelor din diagramele prezentate. Dimensiunile acestor secțiuni transversale corespund mărimilor relative ale fețelor de cristal : (100), (010) și (001).

PLANȘA I

Fig. 1. — Diagrama statistică a variației raportului dimensiunilor cristalelor de feldspat după direcțiile α; γ; β. Izolinii 2; 5; 10; 20; 30 de cazuri. Carierele Iacobdeal — Talieni.

Fig. 2. — Diagrama statistică a variației raportului dimensiunilor cristalelor de feldspat după direcțiile α; γ; β. Izolinii 2; 5; 10; 20; 30 de cazuri. Carierele Turcoaia.

Fig. 3. — Diagrama statistică a variației raportului dimensiunilor cristalelor de feldspat după direcțiile α; γ; β. Izolinii 2; 5; 10; 20; 30 de cazuri. Carierele Dealul Manole.

Fig. 4. — Secțiuni transversale în cristalele de feldspat care arată variațiile dimensiunilor în creșterea cristalelor după direcțiile axelor α; γ; β.

PLANŞA I

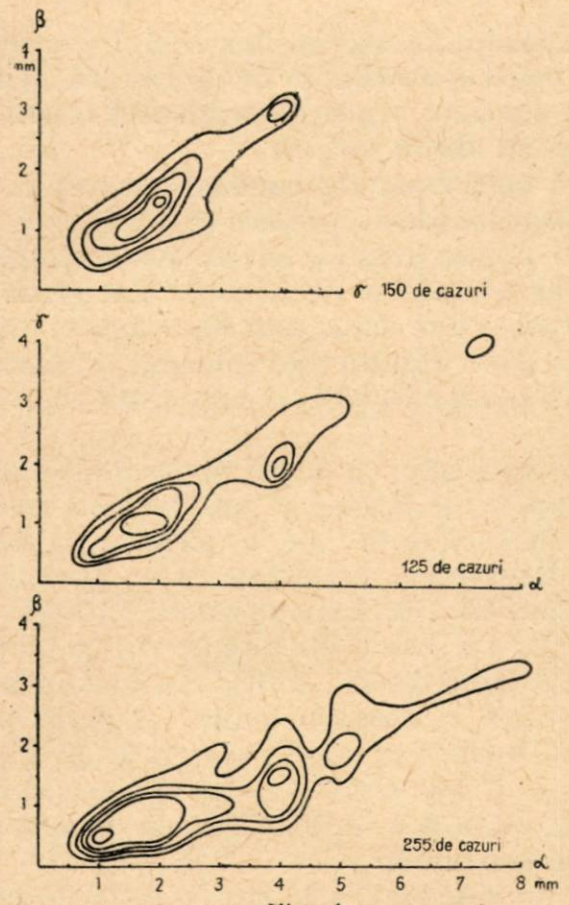


Fig. 1

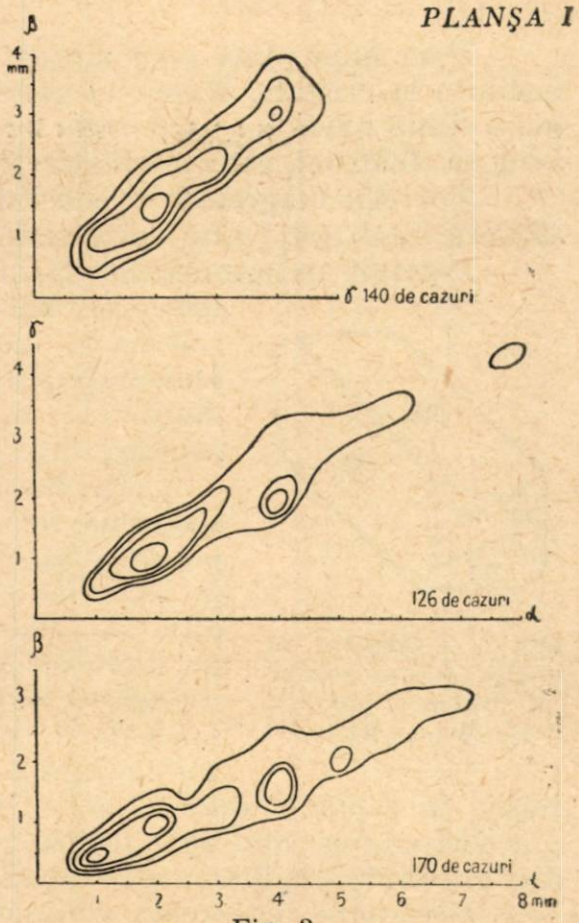


Fig. 2

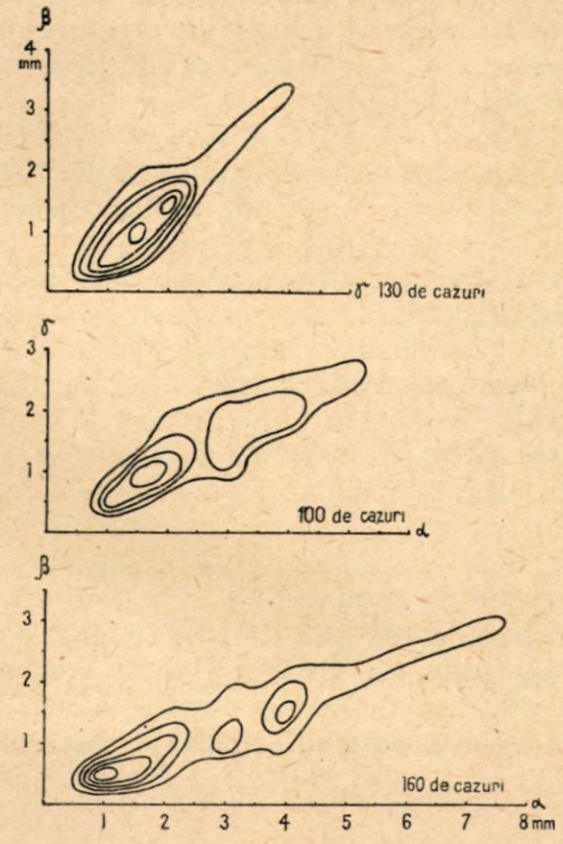


Fig. 3

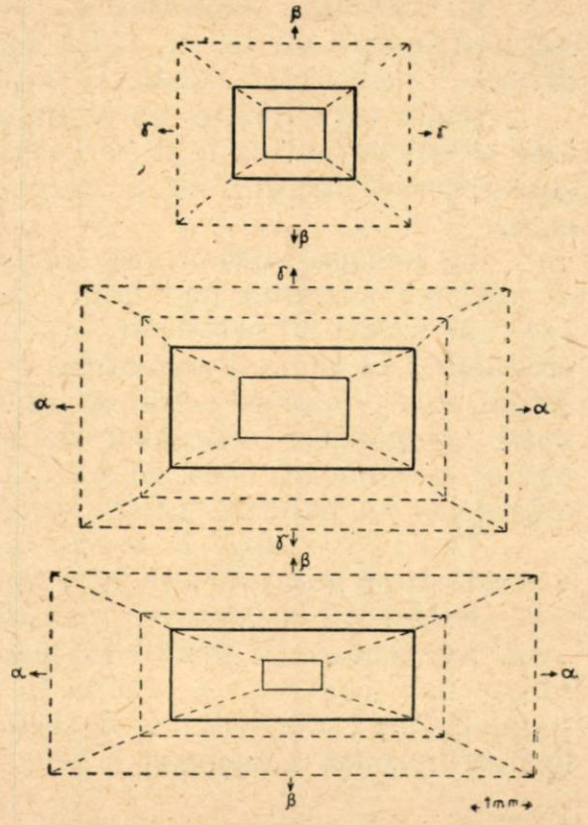


Fig. 4

Prin linie plină s-au marcat dimensiunile secțiunilor mai frecvent întîlnite la cristale. Raportul general pentru maximele de frecvență mai mare după axele $\alpha : \gamma : \beta = 4 : 2 : 1{,}5$. Aceasta arată că habitusul cristalelor de feldspat este prismatic și alungit după axa *a*.

Tot din diagramă se constată că secțiunea transversală corespunzătoare feței (001) este ceva mai dezvoltată decît pentru (010).

Potrivit determinărilor făcute se poate preciza că, în majoritatea cazurilor, habitusul cristalelor de feldspat din granitele de la Iacobdeal — Turcoaia este asemănător cu forma simplificată a cristalului de feldspat potasic dat de A. N. Winchell (14) și care este reprezentat în fig. 5.

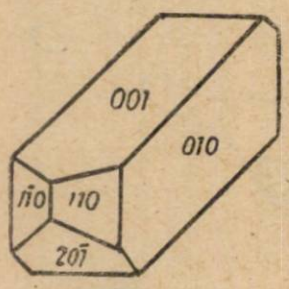


Fig. 5. — Cristalul de feldspat potasic cu habitus prismatic (după A. N. Winchell).

În afară de cristalele cu habitus prismatic, în secțiunile microscopice analizate, și mai ales în cele pentru granitele din Dealul Manole, după cum indică și izoliniile din diagramele statistice s-au găsit și alte valori ale raportului dimensiunilor diametrelor pe direcțiile α; γ; β. De exemplu au fost cazuri cînd diametrul secțiunii transversale după axa β era mai mare decît pentru axa α, ceea ce indică un habitus tabular gros. S-au întîlnit în mod accidental și alte relații în raportul dimensiunilor, totuși, după cum s-a putut constata din cele expuse mai sus, forma predominantă a cristalelor de feldspat din granitele analizate este habitusul prismatic.

Cunoscînd habitusul cristalelor de feldspat s-a putut aprecia ce orientare pot căpăta aceste cristale în timpul mișcărilor din magmă.

b. *Orientarea cristalelor de feldspat cu habitus prismatic.* În timpul mișcărilor care au loc în masa magmatică, în perioada consolidării ei, diverse minerale se orientează după forma cristalelor.

Cazul caracteristic de orientare după formă se întîlnește la biotită, care se orientează cu fața (001) în planul tectonic *ab*. Tipul de orientare și clasificarea tectonitului în cazul rocilor cu biotit se pot stabili foarte ușor.

La feldspați orientarea cristalelor se face tot după formă. Cristalele de feldspat prezintă mai multe habitusuri, dintre care se întîlnește mai frecvent habitusul prismatic, tabular gros și habitusul lamelar. Orientarea cristalelor în masa magmatică se va face conform acestor habitusuri. Astfel, într-o mișcare laminară diferențială, feldspații lamelari se vor comporta asemănător cristalelor de biotită, orientîndu-se cu fața (010) în planul tectonic *ab*. Aceeași tendință de orientare se va întîlni și în cazul cristalelor cu habitus tabular gros.

Pentru a ajunge la aceste orientări în planul tectonic cristalele se vor roti după anumite axe, care pot fi axele de zonă ale lor.

Feldspații cu habitus prismatic alungit după axa de zonă [100] pot avea frecvent două poziții în planul tectonic *ab*. În cazul unei curgeri liniare axa [100] se va orienta în direcția curentului de curgere și va fi paralelă cu axa tectonică *a*. Această orientare produce în roci acea particularitate numită liniațiune.

Într-o mișcare laminară diferențială cristalele de feldspat cu habitus prismatic se pot orienta și transversal pe direcția mișcării magmei, încît axa de zonă [100] va fi paralelă cu axa tectonică *b*. Pentru a ajunge în poziții de echilibru, cristalele vor efectua mișcări de rotire în jurul axei [100]. La cristalele de feldspat la care fața (001) este ceva mai dezvoltată decît fața (010), poziția favorabilă pentru echilibru va fi cu fața (001) în planul tectonic *ab*.

În timpul mișcărilor laminare diferențiale, feldspații cu habitus prismatic se pot roti și după alte axe de zonă. Pentru a identifica din care rotiri ale cristalelor pot rezulta unele diagrame structurale petrologice experimentale s-au construit, în mod teoretic, tipurile de diagrame care se pot obține în cazul rotirilor după cîte una din principalele axe de zonă ale cristalelor : [100], [010] și [001]. Aceste rotiri s-au considerat pentru feldspații cu compoziția ortoz și albit-oligoclaz.

Diagramele au fost construite separat pentru axele indicatricei α, β, γ și la un loc pentru planele de clivaj (001), (010).

c. *Diagramele teoretice de rotire ale axelor indicatricei.* Pentru construirea acestor diagrame s-au folosit valorile unghiulare dintre axele indicatricei α, β, γ și axele de zonă [100], [010], [001].

Valorile unghiulare s-au calculat după diagrama în proiecție stereografică dată de A. N. Winchell (14). Cu aceste valori s-a construit apoi în proiecția Schmidt cîte o diagramă teoretică, în care s-a considerat ca diametru al cercurilor de proiecție pe rînd cîte o axă de zonă. În jurul acestor axe s-au tras cercuri după proiecția traiectoriei axelor α, β, γ în timpul rotirii cristalelor, care corespund valorilor unghiulare calculate. Diagramele sînt reprezentate în figurile din planșa II.

Rotirea cristalului în jurul axei [100]. Diagrama teoretică pentru această rotire este dată în figura 6 din planșa II. Se constată că pentru axele α apar cercuri mici succesive în jurul polilor axei de rotire, care delimitează o zonă cu lățimea de circa 25°. Axele β descriu două zone circulare paralele, situate în partea centrală a diagramei, cu o lățime totală de circa 60°. Pentru axele γ apare o centură, după un cerc mare, perpendiculară la axa de rotire [100] și care are o lățime mică de aproximativ 12°.

În diagramele feldspaților din rocile granitice analizate, în cazul unei rotiri a cristalelor după această axă de zonă, polii axelor indicatricei vor trebui să se acumuleze după zonele circulare care apar în această diagramă teoretică.

Rotirea cristalului în jurul axei [010]. În figura 7 din planșa II este dată construcția făcută în mod analog pentru rotirea cristalului după axa de zonă [010]. Se observă că, de data aceasta, în jurul polilor axei de rotire descriu cercuri mici, succesive, pe o zonă cu lățimea și raza de circa 14° axele γ. În partea centrală a diagramei se găsește o centură după un cerc mare, cu lățime foarte mică și perpendiculară la axa de rotire, care este conturată de proiecția traiectoriei axelor α. Pe părțile laterale ale acestei centuri apar zone circulare simetrice, descrise de axele β. Centura are o lățime totală de 30°.

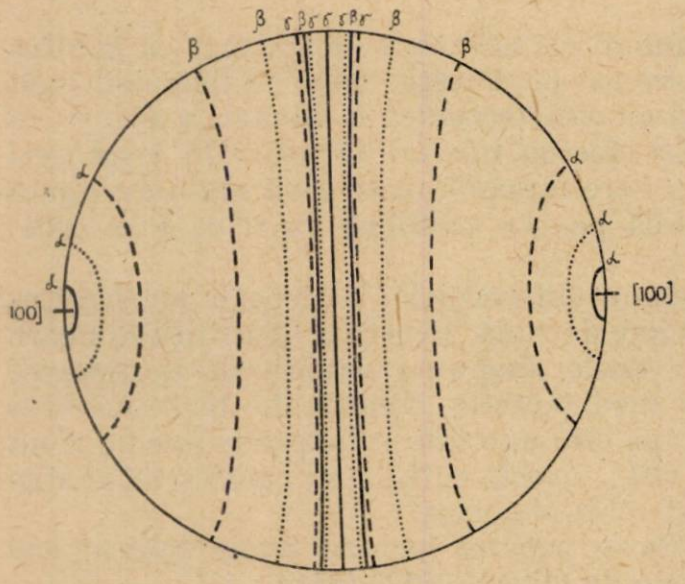


Fig. 6. — Proiecția traiectoriei axelor α; γ; β în timpul rotirii cristalului în jurul axei de zonă [100]. Linie plină — ortoz; linie întreruptă — albit; linie punctată — oligoclaz.

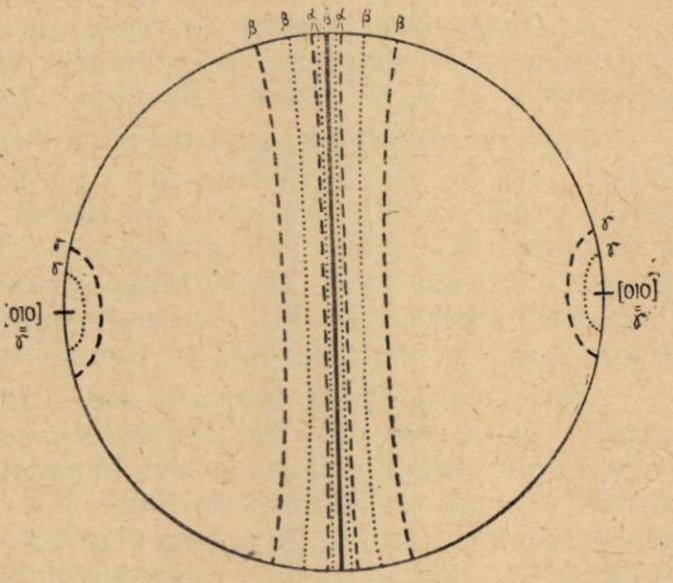


Fig. 7. — Proiecția traiectoriei axelor α; γ; β în timpul rotirii cristalului de feldspat în jurul axei de zonă [010]. Linie plină — ortoz; linie întreruptă — albit; linie punctată — oligoclaz.

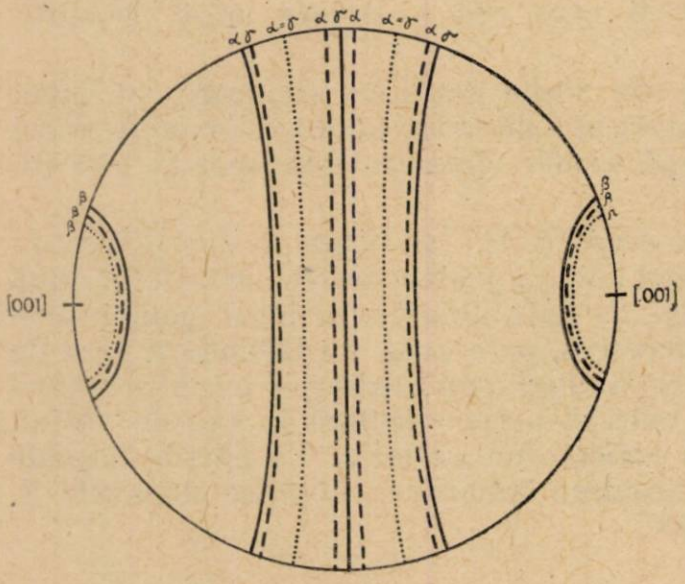


Fig. 8. — Proiecția traiectoriei axelor α; γ; β în timpul rotirii cristalului de feldspat în jurul axei de zonă [001]. Linie plină — ortoz; linie întreruptă — albit; linie punctată — oligoclaz.

Conform acestei diagrame teoretice pentru axele γ, la o rotire a cristalului în jurul axei [010], va apare în diagramele experimentale un maxim situat chiar în polul axei de rotire.

Rotirea cristalului în jurul axei [001]. Aspectul general al acestei diagrame teoretice, reprezentată în figura 8 din planșa II, este asemănător cu al celor precedente. Poziția axei indicatricei este însă schimbată, astfel că axele β descriu cercuri succesive în jurul polului axei de rotire pe o zonă cu lățimea de circa 4° și raza de 22°, iar axele α și γ conturează o centură comună, formată din două zone circulare simetrice și perpendiculare la axa [001]. Această zonă se găsește în centrul diagramei și este lată de aproximativ 40°.

În diagramele experimentale pentru axele β, numai în cazul unei rotiri a cristalelor după axa [001] vor apare zone de maxime în jurul polilor axei de rotire.

d. *Diagramele teoretice de rotire a normalelor la planele de clivaj.* La construirea acestor diagrame s-au folosit valorile unghiulare dintre normalele la planele de clivaj (001) și (010) și aceleași axe de zonă. Calcularea valorilor unghiulare și construirea diagramelor s-a făcut în mod analog ca și pentru axele indicatricei. Diagramele teoretice pentru planele de clivaj sînt reprezentate în planșa III.

Rotirea cristalului în jurul axei [100]. În figura 9 din planșa III este reprezentată diagrama pentru proiecția traiectoriei normalelor la planele de clivaj, în timpul rotirii cristalului în jurul axei de zonă [100]. După cum se vede, normalele pentru ambele feluri de clivaj descriu o singură zonă după un cerc mare, în partea centrală a diagramei.

Corespunzător acestei diagrame, la o rotire a cristalelor de feldspat cu habitus prismatic după axa [100] în diagramele experimentale, toți polii planelor de clivaj se vor concentra într-o singură centură.

Rotirea cristalului în jurul axei de zonă [010]. Diagrama din figura 10 (pl. III) arată că, la rotirea cristalului după axa [010], normalele la planele de clivaj (001) și (010) descriu în mod separat zone circulare. Centura din partea centrală a diagramei este dată exclusiv de rotirea normalelor la planele de clivaj (001) pentru toți feldspații. Normalele la planele (010) pentru feldspații plagioclaji descriu o zonă circulară foarte mică în jurul polului axei de rotire. Pentru ortoz polii se proiectează chiar în polul axei de rotire a diagramei, iar împreună cu cei pentru feldspații plagioclaji formează un maxim lărgit.

Diagramele experimentale pentru planele de clivaj vor prezenta, în această situație, o centură îngustă în partea centrală a diagramei și un maxim strîns conturat în jurul polului axei centurii.

Rotirea cristalului în jurul axei [001]. După cum se vede din figura 11 (pl. III), diagrama prezintă un aspect general asemănător cu al celei precedente. Poziția traiectoriei normalelor la planele de clivaj este însă inversă. Centura după cercul mare este descrisă de normalele la fețele (010), iar zona circulară din jurul polului axei de rotire de către normalele la planele (001) pentru toți feldspații.

În diagramele experimentale, în jurul polului axei de rotire va trebui să apară o zonă circulară îngustă, dar la o distanță unghiulară mare față de centrul ei. În ea se vor concentra toți polii planelor de clivaj (001).

PLANȘA III

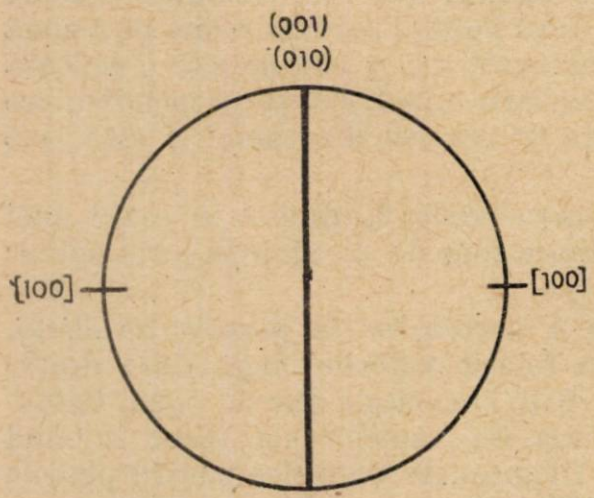


Fig. 9 — Proiecția traiectoriei normalelor la planele de clivaj (001) și (010) în timpul rotirii cristalului de feldspat în jurul axei de zonă [100].

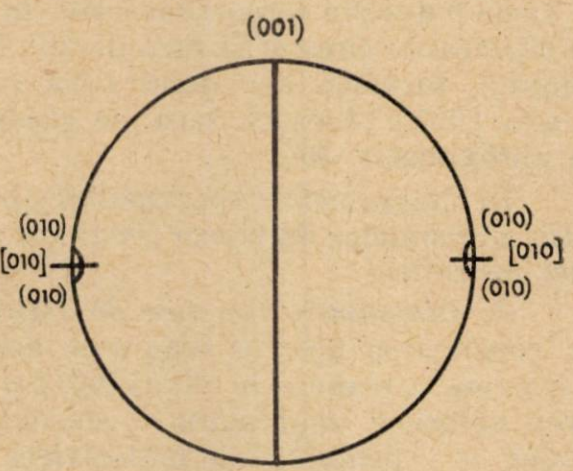


Fig. 10. — Proiecția traiectoriei normalelor la planele de clivaj (001) și (010) în timpul rotirii cristalului de feldspat în jurul axei de zonă [010].

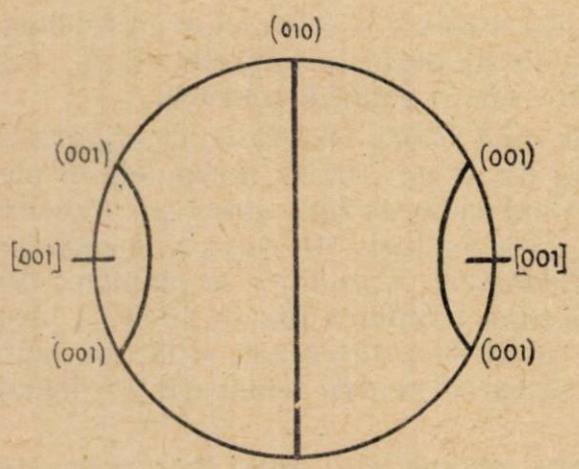


Fig. 11. — Proiecția traiectoriei normalelor la planele de clivaj (001) și (010) în timpul rotirii cristalului de feldspat în jurul axei de zonă [001].

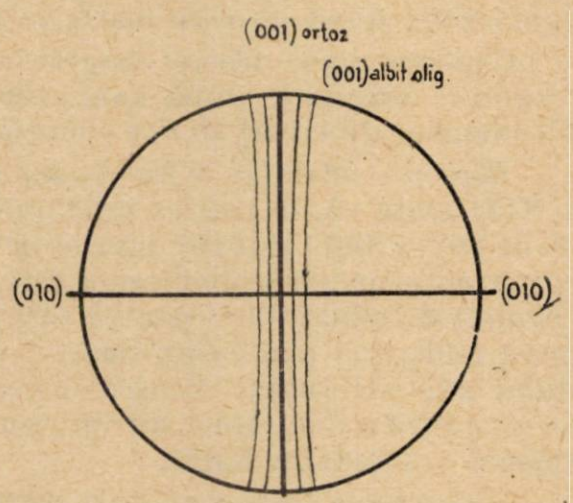


Fig. 12. — Proiecția traiectoriei normalelor la planele de clivaj în cazul unui cristal maclat după legea albitului.

Diagramele teoretice prezentate mai sus au fost construite pentru cazul cînd feldspații se prezintă în monocristale și rotirea are loc atunci în mod preferențial, în jurul principalelor axe de zonă. În cazul cînd cristalele sînt maclate, unele rotiri nu se mai fac după axele de zonă. Dacă

presupunem un exemplu în care să avem doi indivizi mari maclați după legea albitului, atunci axele de zonă [010] pentru ambii indivizi fac între ele un unghi obtuz. Rotirea obișnuită pentru această maclă este în jurul normalei la fața (010).

Normalele la planele de clivaj (001) nu mai sînt perpendiculare la axa de rotire, ci ele au o poziție înclinată simetrică față de planul de maclă. În acest caz ele vor descrie două cercuri paralele și egal distanțate, de cîteva grade, față de planul de maclă.

Această situație este valabilă pentru feldspații plagioclaji, deoarece proiecția normalelor pentru ortoz rămîne aceeași.

În acest fel prin maclări se pot produce dedublări ale cercurilor de proiecție pentru normalele la fețele (001), bineînțeles că în mod concret cercurile descrise teoretic nu vor apare astfel, ci normalele vor avea oscilații într-o parte și alta, avînd ca efect lărgirea centurilor circulare. Proiecțiile planelor de clivaj (010) se vor găsi în polul axei de rotire, iar în partea centrală a diagramei vor fi centurile circulare menționate mai sus (pl. III, fig. 12).

În mod analog se pot construi diagrame similare pentru cazul altor legi de maclare cu diferite axe de rotire. După exemplul arătat mai sus, axele de maclă pot deveni axe de rotire.

De asemenea menționăm că pot fi construite diagrame teoretice analoge și pentru axele α, β, γ, dacă avem de-a face cu diferite legi de maclare. Efectele sînt asemănătoare cu cele arătate pînă acum.

Aceste presupuneri teoretice de rotire a cristalelor de feldspat cu habitus prismatic au fost verificate în diagramele structurale petrologice experimentale.

2. DIAGRAMELE STRUCTURALE PETROLOGICE ALE FELDSPAȚILOR DIN GRANITELE DE LA IACOBDEAL—TURCOAIA

Aceste diagrame au fost construite, pe baza determinărilor de orientare ale axelor indicatricei, din 2 355 de cristale și a orientării planelor de clivaj din 1 390 de cristale.

Proiectarea polilor s-a făcut pe rețeaua azimutală echiareală Schmidt, pe emisfera superioară.

Pentru a nu construi un număr prea mare de diagrame s-au însumat determinările pe grupe mari de cariere: carierele Iacobdeal—Talieni, carierele Turcoaia și carierele Dealul Manole.

Pentru axele indicatricei α, β, γ s-au construit diagrame structurale petrologice separat, iar pentru planele de clivaj (001) și (010) cîte o singură diagramă. La urmă s-au însumat determinările pentru planele de clivaj într-o diagramă generală pentru 1 390 de cazuri. Diagrame generale pentru axele indicatricei nu s-au mai construit deoarece aspectul acestora este aproape identic cu al celor pentru planele de clivaj.

La întocmirea diagramelor pentru axele indicatricei la cristalele de feldspat analizate nu a fost necesară și determinarea compoziției lor. În cazurile cînd s-au făcut totuși și determinări de compoziție s-a constatat

că rezultatele statistice se încadrează în aceleași zone de concentrare a polilor din diagrame. În acest fel operațiile statistice s-au simplificat, înlesnind determinarea orientării unui mare număr de cristale de feldspat.

Construirea diagramelor structurale petrologice s-a făcut avînd în vedere limitele de variație ale orientării axelor α, β, γ și a planelor de clivaj pentru feldspații de compoziție ortoz la un loc cu feldspații albit-oligoclaz.

În cele ce urmează se vor prezenta diagramele structurale petrologice pe grupe de cariere.

Carierele Iacobdeal — Talieni. Pentru acest grup mare de cariere s-au analizat 18 secțiuni microscopice, în care s-au făcut determinări pentru 830 de cristale de feldspat. Diagramele s-au construit separat pentru 2 subgrupe de cariere : *Iacobdeal*, la care aparțin probele colectate din deschiderile carierei în exploatare, cît și alte descrieri mici din apropiere și *Talieni*, la care aparțin probele colectate din deschiderile de pe valea Talienilor. Între diagramele acestor două centre de cariere s-au înregistrat unele mici deosebiri. Diagramele sînt reprezentate în figurile din planșele IV și V.

Diagramele pentru axele β. În figura 13 din planșa IV este dată diagrama axelor β pentru centrul de cariere Iacobdeal. Ea pune în evidență o centură conturată de izoliniile 0,5 și 1 %, situată în partea centrală. Centura este orientată E—V și are o înclinare spre S. Lățimea ei este în medie de 40 la 50°. În interiorul centurii se găsește un maxim de frecvență mai mare 4%.

În partea sudică a diagramei se află un maxim izolat care are un contur oval mult lărgit. El este format dintr-un grup de maxime secundare, distribuite aproximativ după o zonă circulară. Axa pentru mediana centurii se proiectează în interiorul acestui maxim și are o orientare N—S cu înclinare în planul vertical pînă la 20°.

Diagrama axelor β pentru carierele Talieni este reprezentată în figura 14 din planșa IV. Ea prezintă tot un maxim izolat și o centură ca și în diagrama precedentă, însă pozițiile acestora sînt schimbate. Maximul izolat se găsește în partea nordică a diagramei și are forma unei benzi care înconjură o regiune de minimum de frecvență a polilor axelor β. Potrivit poziției lui centura are o orientare VNV—ESE cu o înclinare spre NE. În interiorul centurii maximele sînt distribuite pe două cercuri paralele longitudinale. Din acest motiv și lățimea ei este mai mare. Axa centurii se proiectează în interiorul maximului izolat. Ea are o direcție N—NE cu înclinare în planul vertical pînă la 25°.

Diagramele axelor γ. Acestea sînt reprezentate în figurile 15 și 16 din planșa IV și prezintă aceleași elemente structurale petrologice ca și diagramele pentru axele β.

Centurile sînt orientate în ambele diagrame aproximativ E—V, cu înclinare către S sau N. Maximele din interiorul centurilor apar uneori dedublate, cum este cazul pentru diagrama carierele Iacobdeal, sau sînt distribuite pe două cercuri paralele ca în diagrama carierele Talieni. Maximul izolat pentru carierele Iacobdeal este strîns conturat, în timp ce acela pentru diagramele carierelor Talieni este mult lărgit din cauza intervenției în calculul statistic a unor poli din marginea de nord-vest a centurii.

PLANȘA IV

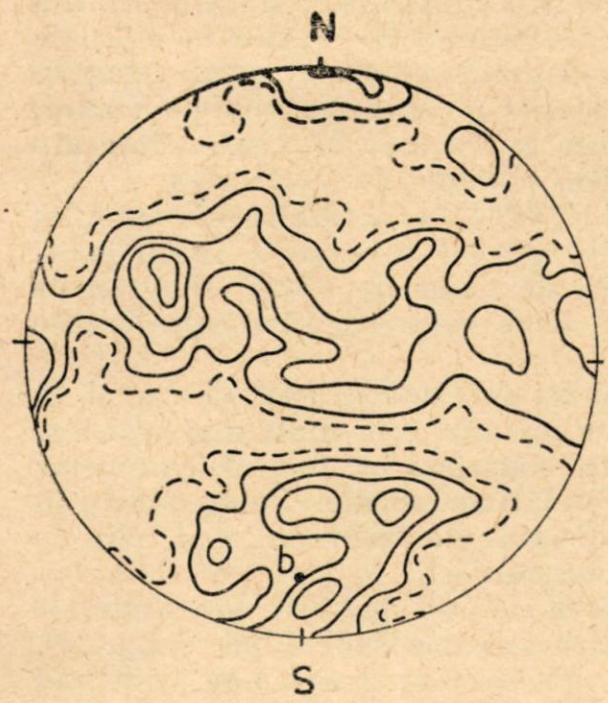


Fig. 13. — Diagrama axelor β pentru cristalele de feldspat. Carierele Iacobdeal. 300 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 %.

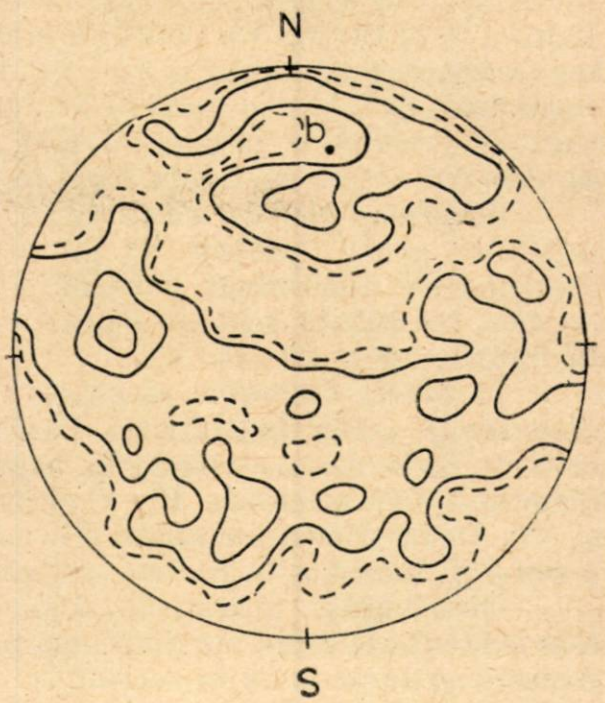


Fig. 14. — Diagrama axelor β pentru cristalele de feldspat. Carierele Talieni. 530 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 %.

Fig. 15. — Diagrama axelor γ pentru cristalele de feldspat. Carierele Iacobdeal. 300 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 %.

Fig. 16. — Diagrama axelor γ pentru cristalele de feldspat. Carierele Talieni. 530 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 %.

Diagramele pentru axele α. Aspectul general al acestor diagrame este corespunzător diagramelor pentru axele β și γ, așa cum se constată din figurile 17 și 18 (pl. V). Centurile sînt orientate tot E—V, însă au o lățime mai mare, în medie pînă la 60—70°. În diagrama axelor α pentru carierele Iacobdeal, dedublarea maximelor din interiorul centurilor apare evidentă, ceea ce produce o lărgime și mai mare a centurii. Maximele detașate de centură ocupă suprafețe mari în jurul polului axei centurilor.

Diagrama planelor de clivaj (001) și (010). În secțiunile microscopice orientate pentru probele de granit din grupul de cariere Iacobdeal—Talieni s-au determinat pozițiile a 478 de plane de clivaj. Diagramele au fost construite separat pentru cele două centre și sînt reprezentate în figurile 19 și 20 (pl. V).

În aceste diagrame se găsesc aceleași elemente structurale ca și în diagramele axelor indicatricei. Conturul lor este însă mult mai restrîns, ceea ce dă o mare claritate în aspectul diagramelor. Centurile ambelor diagrame sînt orientate E—V și au o lățime medie cuprinsă între 35 și 50°. În interiorul lor apare cîte un maxim de frecvență, mai mare de 4 sau 5%, localizat în partea vestică a centurilor.

Distribuirea maximelor după două cercuri paralele longitudinale este evidențiată numai în diagrama pentru carierele Talieni (pl. V, fig. 20). Aceasta presupune că în secțiunile microscopice analizate s-au găsit mai multe cazuri de cristale maclate.

Maximele detașate de centuri, din cele două diagrame, au poziții și conformații diferite. Pentru carierele Iacobdeal maximul este strîns conturat în jurul polului axei centurii și se găsește în partea de sud a diagramei. Maximul din diagrama pentru carierele Talieni are un contur circular, închizînd aproximativ în centrul lui o zonă de minimă frecvență a polilor, în care se proiectează polul axei centurii.

Carierele Turcoaia. Pentru grupul de cariere Turcoaia s-au analizat 925 de cristale de feldspat. Diagramele s-au construit separat pentru două subgrupe de cariere: *Turcoaia-central*, în care sînt cuprinse probele colectate din cariera în exploatare și toate deschiderile din apropiere și *Turcoaia-est*, cuprinzînd probele colectate din partea nord-estică a masivului, de pe Valea Neagră și Valea cu Plopi. Diagramele sînt reprezentate în figurile din planșele VI și VII.

Diagramele pentru axele β. Aceste diagrame prezintă cîte o centură și un grup de maxime separate, după cum se vede din figurile 21 și 22 (pl. VI). Centurile sînt orientate aproximativ E—V și au o lățime medie care variază între 50—60°. Pentru carierele Turcoaia-est centura are o înclinare spre nord de 60°. Maximele din interiorul centurilor în ambele diagrame posedă dedublări. Axa centurilor se proiectează în centrul grupurilor de maxime separate.

Din cele patru diagrame structurale petrologice construite pentru axele γ și α s-au reprezentat numai două, pentru carierele Turcoaia-central (pl. VI, fig. 23 și 24), deoarece celelalte au un aspect asemănător. Diagramele prezintă aceleași elemente structurale ca toate diagramele descrise pînă acum. Se constată însă că distribuirea maximelor din interiorul centurilor după zone paralele longitudinale apare mai evidentă.

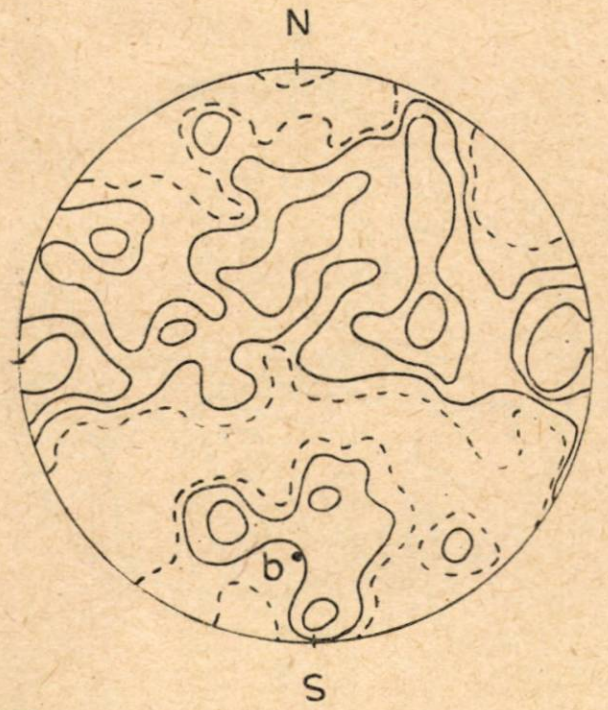


Fig. 17. — Diagrama axelor α pentru cristalele de feldspat. Carierele Iacobdeal. 300 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 %.

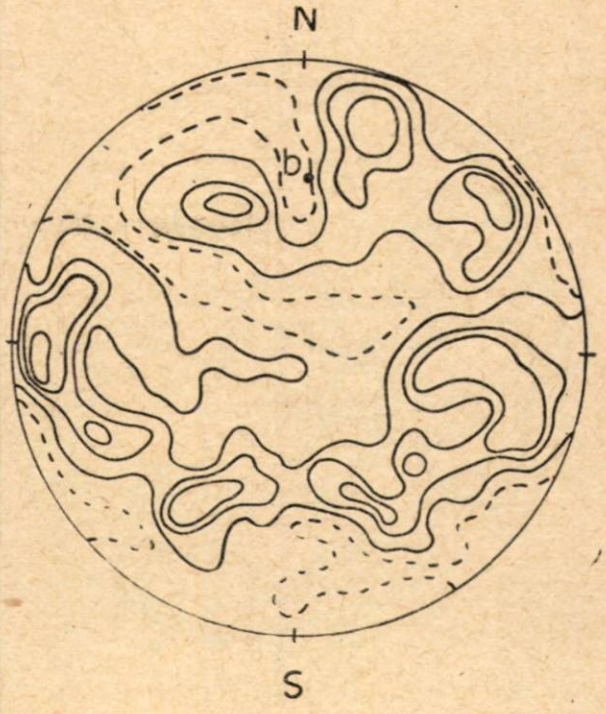


Fig. 18. — Diagrama axelor α pentru cristalele de feldspat. Carierele Talieni. 530 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 %.

Fig. 19. — Diagrama planelor de clivaj (001) și (010) pentru cristalele de feldspat. Carierele Iacobdeal. 220 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 %.

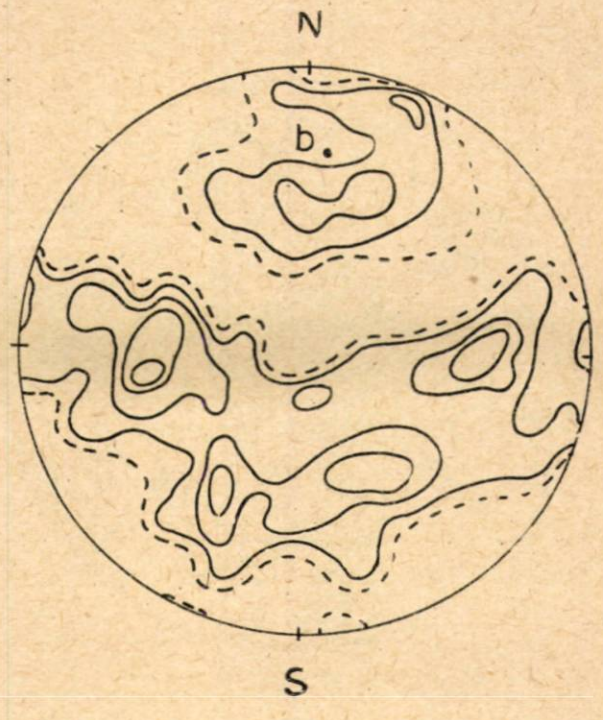


Fig. 20. — Diagrama planelor de clivaj (001) și (010) pentru cristalele de feldspat. Carierele Talieni. 258 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 %.

Fig. 21. — Diagrama axelor β pentru cristalele de feldspat. Carierele Turcoaia - central. 375 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 %.

Fig. 22. — Diagrama axelor β pentru cristalele de feldspat. Carierele Turcoaia - est. 550 poli. Izolinii 0,5 ; 1,5 ; 2 ; 3 %.

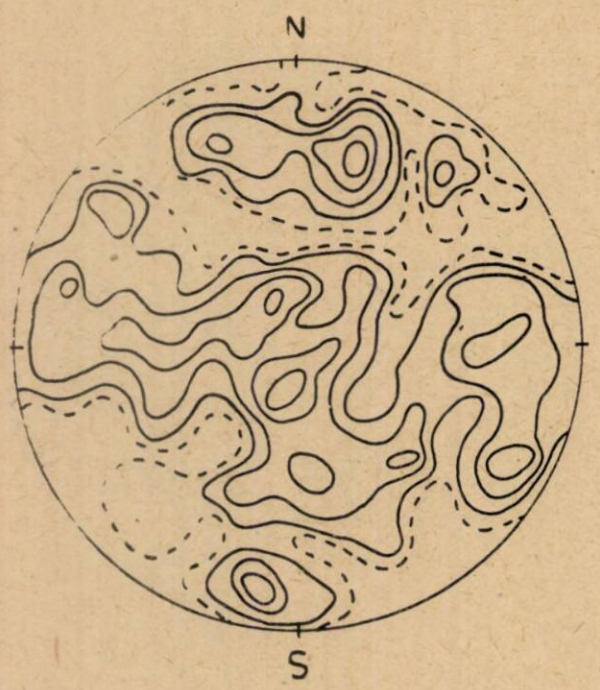


Fig. 23. — Diagrama axelor γ pentru cristalele de feldspat. Carierele Turcoaia-central. 550 poli. Izolinii 0,5 ; 1,5 ; 2 ; 3 %.

Fig. 24. — Diagrama axelor α pentru cristalele de feldspat. Carierele Turcoaia - central. 550 poli. Izolinii 0,5 ; 1,5 ; 2 ; 3 %.

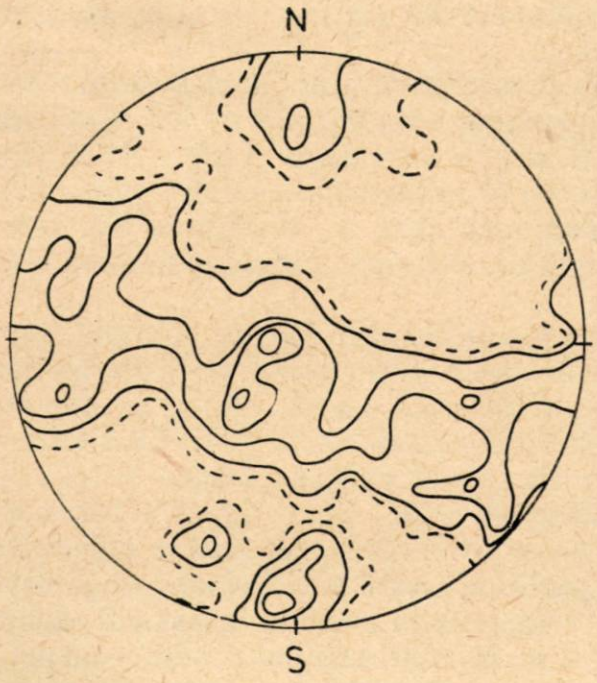


Fig. 25. — Diagrama planelor de clivaj (001) și (010) pentru cristalele de feldspat. Carierele Turcoaia-central. 225 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 ; 5 %.

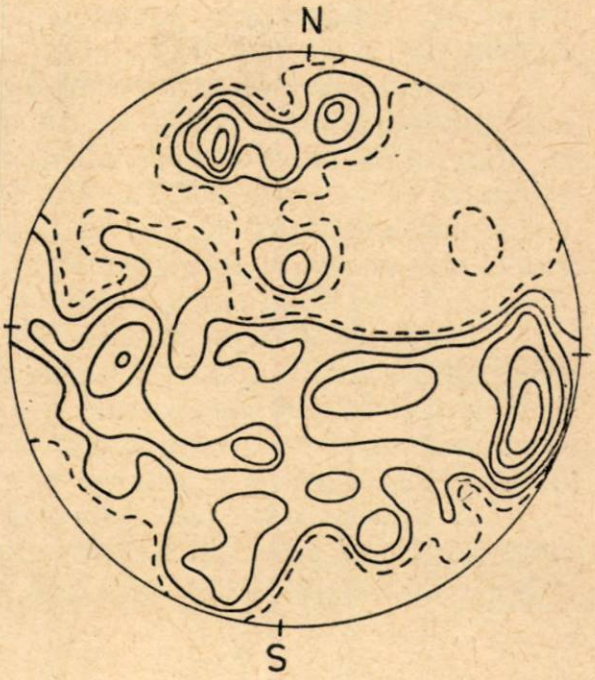


Fig. 26. — Diagrama planelor de clivaj (001) și (010) pentru cristalele de feldspat. Carierele Turcoaia-est. 250 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 %.

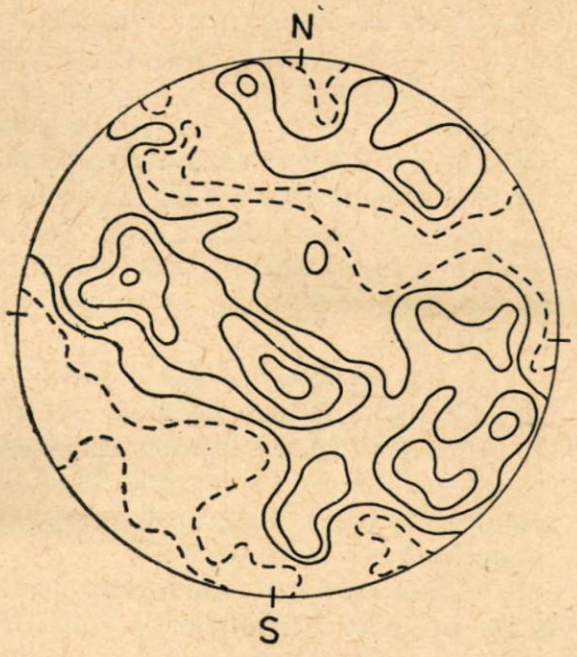


Fig. 27.— Diagrama axelor β pentru cristalele de feldspat. Carierele Dealul Manole. 600 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 3 %.

Fig. 28. — Diagrama planelor de clivaj (001) și (010) pentru cristalele de feldspat. Carierele Dealul Manole. 400 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 2 ; 3 ; 4 %.

Diagramele pentru planele de clivaj (001) și (010). La construirea acestor diagrame s-au folosit 475 de determinări de orientare a planelor de clivaj. Diagramele pentru cele două centre de cariere sînt date în figurile 25 și 26 (pl. VII).

Se constată că atît centurile cît și maximele din jurul polului axei acestora corespund pozițiilor din diagramele axelor indicatricei. Centura în diagrama pentru Turcoaia-central are o orientare VNV—ESE, cu înclinare de 74° spre NE, în timp ce aceea din diagrama cealaltă păstrează orientarea obișnuită E—V, cu înclinare mică spre N. Maximele din interiorul centurilor, în special pentru diagrama carierele Turcoaia-central sînt distribuite pe două cercuri paralele.

Carierele Dealul Manole. Pentru granitele din Dealul Manole s-au analizat 10 secțiuni microscopice în care s-au determinat pozițiile axelor indicatricei la 600 de cristale și orientările planelor de clivaj la 400 de cristale. Pentru a nu se repeta descrierea diagramelor s-au prezentat numai două dintre acestea și anume pentru axele β și pentru planele de clivaj.

Diagrama axelor β. Aspectul diagramei (pl. VII, fig. 27) este asemănător cu al celor prezentate pînă acum. Centura are însă o orientare VNV—ESE cu înclinare spre NE. În partea de nord a diagramei se găsește un maxim lărgit în interiorul căruia se proiectează polul axei centurii.

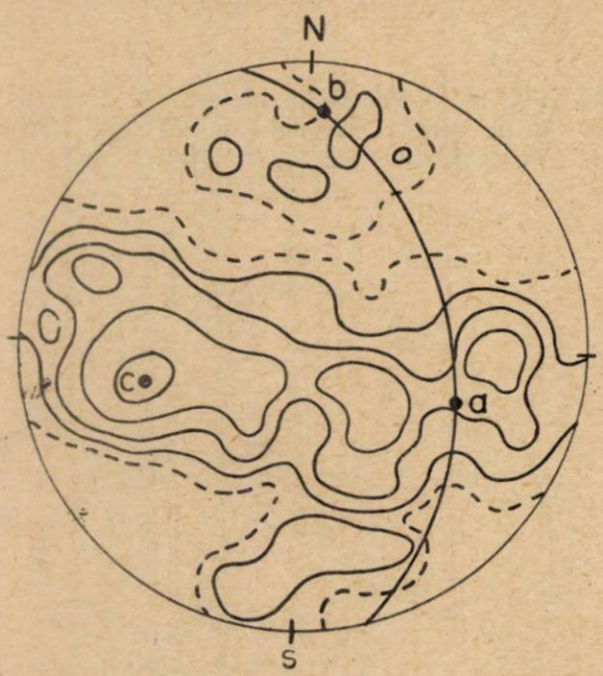


Fig. 29. — Diagrama generală a planelor de clivaj (001) și (010) pentru cristalele de feldspat. Masivul eruptiv Iacobdeal—Turcoaia. 1 390 poli. Izolinii 0,5 ; 1 ; 1,5 ; 2 ; 3 %.

Diagrama planelor de clivaj (001) și (010). Aceasta (pl. VII, fig. 28) prezintă multe asemănări în ceea ce privește poziția și conformația elementelor structurale cu diagrama axelor β. Orientarea centurii este cea caracteristică pentru diagramele din Dealul Manole de N 70°V, cu înclinare mică spre N. În interiorul centurii apare un maxim de frecvență mai mare, situat în partea vestică a ei. Maximul din jurul polului axei centurii în această diagramă este slab individualizat.

Diagrama generală a planelor de clivaj. Determinările făcute asupra orientării planelor de clivaj la cristalele de feldspat au fost însumate într-o diagramă generală, reprezentată în figura 29.

Scopul construirii ei a fost de a se obține o diagramă unică, în care să se precizeze orientarea cristalelor de feldspat din granitele analizate prin înlăturarea caracterelor particulare semnalate în diagramele parțiale.

Diagrama prezintă o centură precis conturată de izolinia 1 % și care are o orientare N 86°V, cu înclinare de 72° spre N. Centura posedă un

maxim principal notat cu m_1, situat în partea vestică a ei și care are o frecvență de peste 3%.

În partea nordică a diagramei se găsește un grup mic de maxime secundare distribuite după o zonă circulară, care închide o regiune cu minimum de frecvență a polilor. În această regiune se proiectează axa centurii. Ea are o orientare N 4°E, cu înclinare în plan de 18°.

Studiul orientării cristalelor de feldspat s-a făcut și pentru cîteva probe de porfire din carierele Colții Babei și Dealul Manole. Diagramele structurale petrologice construite pentru axele indicatricei și planele de clivaj prezintă aceleași elemente structurale ca și acelea pentru feldspații din granitele Masivului Iacobdeal—Turcoaia. Orientarea centurilor este însă NV—SE, cu înclinare mai mare spre NE.

Deoarece orientarea feldspaților s-a urmărit numai la fenocristale, numărul determinărilor a fost prea mic pentru a da diagrame caracteristice. În altă lucrare se va relua problema analizei microstructurale a feldspaților din aceste porfire.

3. COMPARAREA DIAGRAMELOR STRUCTURALE PETROLOGICE ALE FELDSPAȚIILOR CU DIAGRAMELE TEORETICE

Cele două categorii de diagrame construite pentru orientarea feldspaților prezintă o asemănare evidentă în ceea ce privește aspectul general al lor, ca și elementele structurale pe care le conțin.

În toate diagramele apar centuri în partea centrală și zone circulare de maxime în jurul polilor axei centurilor. Acest fapt arată că centurile și maximele situate în afara lor din diagramele experimentale provin, în cea mai mare parte, din rotirea cristalelor de feldspat cu habitus prismatic după anumite axe.

Conform diagramelor teoretice aceste axe sînt axele de zonă : [100], [010], [001]. Rotirea cristalelor după axele de zonă se pune în evidență și prin distribuirea maximelor din interiorul centurilor după două cercuri sau zone paralele longitudinale, care apar în diagramele pentru axele indicatricei.

Această distribuție rezultă, după cum se vede în diagramele teoretice, din înclinarea axelor indicatricei față de axa de zonă, iar în cazul planelor de clivaj din prezența maclelor (pl. II, fig. 12).

Pentru a se putea urmări cu mai multă ușurință compararea celor două categorii de diagrame s-a întocmit un tablou cu localizarea și dimensiunile unghiulare aproximative ale elementelor structurale din diagramele teoretice.

Din tabloul nr. 1 rezultă că zonele circulare din jurul polului axei de rotire sînt date exclusiv de proiecția traiectoriei unei singure axe a indicatricei, în timp ce la formarea centurilor din partea centrală a diagramelor iau parte cîte două axe.

Această situație arată că în diagramele experimentale construite pentru fiecare axă a indicatricei sînt evidențiate, în același timp, rotirile

cristalelor de feldspat după cele trei axe principale de zonă : [100], [010], [001] sau cel puțin după două din ele.

Tabloul nr. 1

Axe de rotire	Zone circulare în jurul polului axei de rotire	Centuri-lățime
[100]	α lățime 25° . . . . . ρ 30°	$\beta + \gamma = 60°$
[010]	γ „ 14° . . . . . „ 14°	$\beta + \alpha = 30°$
[001]	β „ 4° . . . . . „ 22°	$\alpha + \gamma = 40°$
[100]	. . . . .	(001) + (010) = 0°
[010]	(010) lățime 4° . . . . . ρ 4°	(001) = 0°
[001]	(001) „ 0° . . . . . „ 27°	(010) = 0°

ρ = distanța unghiulară de la centru la marginea externă a zonei

Pentru diagramele planelor de clivaj situația este în oarecare măsură deosebită. Tabloul nr. 1 arată că la rotirea cristalelor de feldspat numai în jurul axei [100], toți polii planelor de clivaj (001) și (010) trebuie să se concentreze într-o centură normală la axa de rotire. În cazul rotirilor după celelalte două axe de zonă, raportul numeric al polilor planelor de clivaj centură-zonă circulară, trebuie să fie proporțional cu frecvența mai mare a clivajului după (001) sau (010).

Aspectul diagramelor experimentale pentru planele de clivaj, după cele arătate mai sus, indică o rotire a cristalelor după toate axele de zonă, deoarece s-a constatat că în maximele detașate de centură și care corespund poziției zonelor circulare din diagramele teoretice se găsesc poli pentru ambele feluri de clivaj.

Cunoscînd că rotirea cristalelor de feldspat în timpul mișcărilor diferențiale din magmă s-a făcut după principalele axe de zonă, este necesar a se aprecia care din rotiri a predominat.

În acest scop s-a calculat raportul numeric al polilor proiectați în interiorul centurilor și al zonelor de maxime izolate, pentru planele de clivaj și axele indicatricei.

În diagramele planelor de clivaj pentru carierele Iacobdeal—Talieni raportul numeric centură-maxim este de 338 : 140; pentru carierele Turcoaia este 377 : 98, iar pentru carierele Dealul Manole este 330 : 70.

Din aceste raporturi se constată că centurile acumulează aproximativ 3/4 din totalul polilor în cazul diagramelor Iacobdeal—Talieni și 4/5 în celelalte diagrame. Această situație, conform tabloului nr. 1, arată o predominare a rotirilor cristalelor după axa [100].

La formarea centurilor au luat parte, în oarecare măsură, și rotirile cristalelor după axa [010], deoarece la cristalele de feldspat din granitele analizate este mai frecvent clivajul după fața (001).

Din cele arătate mai sus pentru planele de clivaj, ordinea de frecvență a rotirii cristalelor după cele trei axe de zonă ar fi următoarele : [100], [010] și în mai mică măsură după axa [001].

Compararea diagramelor structurale petrologice ale axelor indicatricei cu diagramele teoretice a dus la o apreciere mai satisfăcătoare a rapor-

tului de frecvență pentru rotirile cristalelor după axele de zonă. Pentru comparare s-au numărat de asemenea polii axelor care iau parte la formarea centurilor, ca și a maximelor izolate din diagramele axelor indicatricei. Astfel pentru carierele Iacobdeal—Talieni raportul numeric centură-maxim este: pentru diagramele axelor $\beta = 650 : 180$; pentru diagramele axelor $\gamma = 582 : 248$; pentru axele $\alpha = 520 : 310$.

În diagramele pentru carierele Turcoaia raportul numeric în cazul axelor $\beta = 700 : 225$; pentru axele $\gamma = 653 : 272$; pentru axele $\alpha = 575 : 350$, iar în cazul diagramelor pentru Dealul Manole, în aceeași ordine raporturile sînt: 412 : 188; 400 : 200; 370 : 230.

Din interpretarea tabloului nr. 1 s-a putut vedea că la formarea centurilor participă proiecția traiectoriei a cîte două axe a indicatricei. Din acest motiv centura într-o diagramă experimentală a unei singure axe a indicatricei va fi dată de rotirea cristalelor după cîte două axe de zonă.

Cunoscînd deci numărul polilor proiectați în interiorul centurilor și axele de zonă care iau parte la formarea lor s-au stabilit trei ecuații cu trei necunoscute. Rezolvarea acestor ecuații a dat valorile raportului de frecvență pentru rotirile cristalelor de feldspat după principalele axe de zonă.

Pentru ca acest raport să poată fi comparat cu raportul dimensiunilor cristalelor de feldspat cu habitus prismatic s-au făcut unele simplificări. În acest fel raportul de frecvență a rotirilor cristalelor este: [100] : [010] : [001] = 4,83 : 3,98 : 3,35, iar prin rotunjirea valorilor raportul devine 5 :4 : 3,5. El este comparabil cu raportul pentru dimensiunile cristalelor 4 : 2 : 1,5.

Ca rezultat al acestor discuții duse în legătură cu compararea dintre diagramele teoretice și cele experimentale se poate trage concluzia că rotirea cristalelor de feldspat cu habitus prismatic în jurul principalelor axe de zonă s-a făcut proporțional cu diametrele cristalelor după aceste axe.

Pe lîngă rotirile cristalelor de feldspat după cele trei axe de zonă, în magmă s-au putut produce rotiri și după alte axe de zonă. Acestea însă nu pot constitui decît o minoritate față de principalele rotiri care sînt valabile la cristalele de feldspați cu habitus prismatic.

4. INTERPRETAREA DIAGRAMELOR STRUCTURALE PETROLOGICE ALE FELDSPAȚILOR

Compararea acestor diagrame cu diagramele teoretice a arătat că în magmă cristalele de feldspat au efectuat mișcări de rotire în jurul principalelor axe de zonă.

În afară de mișcările de rotire, din diagramele experimentale se constată că cristalele de feldspat au avut și o mișcare de alunecare laminară care s-a produs paralel cu una din fețele cristalelor. Pentru feldspații din rocile granitice analizate, alunecarea este posibil să se fi produs mai mult după fața (001) care este ceva mai dezvoltată decît fața (010).

Această mișcare a cristalelor de feldspat se pune în evidență prin prezența unor maxime de frecvență mai mare, situate în partea vestică a centurilor din unele diagrame parțiale. Localizarea maximului este precizată în diagrama generală a planelor de clivaj prin m_1 (fig. 29). Poziția maximului m_1 indică polul axei tectonice *c*. Planul de alunecare laminară *s* = planul tectonic *ab*, corespunzător maximului m_1, are o orientare N 15°V și înclinare de 46° spre V—SV.

Luînd în considerare mediana centurii, la 90° de maximul m_1 = axa *c*, se va găsi axa tectonică *a* care indică direcția de mișcare din masa magmatică. Tot din diagrama generală a planelor de clivaj se vede că axa tectonică *a* are o direcție S 72°E și înclinare față de planul orizontal de circa 35°.

Localizarea acestor două axe tectonice *a* și *c* permite găsirea poziției axei tectonice *b*. Ea se află în partea nordică a diagramei, în interiorul maximului izolat și are o orientare N 4°E, cu ridicare în plan de 18°. Această axă coincide cu axa centurilor.

Din analiza microstructurală petrologică a cristalelor de feldspat pe probele de granit din Masivul Iacobdeal—Turcoaia s-au putut face următoarele constatări :

1. Diagramele structurale petrologice ale feldspaților arată că în timpul mișcărilor diferențiale din magmă cristalele au suferit rotiri.
2. Aceste rotiri s-au făcut după principalele axe de zonă ale cristalelor de feldspat : [100], [010], [001], cu predominarea rotirilor după axa [100].
3. Frecvența cristalelor rotite după aceste axe de zonă este proporțională cu raportul dimensiunilor cristalelor după aceleași axe.
4. În timpul mișcărilor diferențiale din magmă axele de zonă ale cristalelor [100], [010], [001] s-au orientat paralel cu direcția axei tectonice *b*.
5. Distribuirea maximelor din interiorul centurilor diagramelor, după două cercuri sau zone paralele longitudinale, corespunde datelor teoretice, nefiind necesar a se interpreta dedublarea maximelor ca un efect de aplatizare a masei magmatice spre sfîrșitul consolidării ei.
6. Maximele cu frecvența cea mai mare, din partea vestică a centurilor, indică pentru cristalele de feldspat și o mișcare de alunecare laminară produsă în planul tectonic *ab*.
7. Aspectul general al diagramelor structurale petrologice, ca și considerațiile care s-au făcut asupra felului de mișcare a cristalelor de feldspat arată că diagramele aparțin tipului de B-tectonite, și anume subgrupei R-tectonite.
8. Conturarea distinctă a elementelor structurale din diagrame arată că cristalizarea feldspaților din granitele analizate a avut loc în timpul mișcărilor din stadiul magmatic. Din acest motiv orientarea feldspaților este primară.

Din studiul cinematicii cristalelor de feldspat, ca și din analiza microstructurală a feldspaților din rocile analizate se pot trage unele concluzii de ordin general asupra orientării feldspaților din rocile magmatice :

— Diagramele structurale petrologice ale feldspaților, prin claritatea lor și prin aspectul concis, pot fi întrebuințate cu mai multă ușurință

la caracterizarea tipurilor de tectonite decît diagramele pentru cuarț sau alte minerale.

— În cazul cînd feldspații se prezintă în cristale idiomorfe sau hipidiomorfe, diagramele structurale petrologice ale lor sînt tot atît de simple ca și pentru cristalele de biotită. Acest lucru este evidențiat în diagramele pentru feldspații cu habitus prismatic.

— Studiul structural petrologic al feldspaților din rocile magmatice trebuie să fie precedat de o determinare a habitusului cristalelor, ca și a dimensiunilor cristalelor respective.

— Analiza microstructurală petrologică aplicată la studiul feldspaților cu habitus prismatic ne orientează și pentru studiul altor feluri de habitusuri ale cristalelor de feldspat.

— Pentru exactitatea interpretării diagramelor structurale petrologice este necesar a se construi în prealabil diagrame teoretice, care ajută la precizarea caracterului de mișcare al cristalelor de feldspat.

Adresăm pe această cale mulțumiri prof. M. Savul pentru prețioasele sugestii date în legătură cu studiul cinematic al cristalelor de feldspat, sugestii de care ne-am servit în prezenta lucrare.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

РЕЗЮМЕ

Изучается ориентировка кристаллов полевого шпата в массе магматических пород. Рабочим материалом служат образцы пород изверженного массива Якобдял — Туркоя.

В первой части работы автор рассматривает вопрос кинематики кристаллов полевого шпата и описывает преобладающие формы и размеры кристаллов полевого шпата в исследованных породах. Для истолкования структурно-петрологических диаграмм полевых шпатов автором построены теоретические диаграммы различных типов вращения кристаллов вокруг главных зональных осей. Диаграммы построены на основании угловых значений осями индикатрисы α, β, γ или между нормалями к плоскостям спайности (001) и (010) и зональными осями [100]; [010]; [001].

Во второй части работы приводятся результаты петрологического микроструктурного исследования изверженных пород массива Якобдял—Туркоя.

На основании сравнительного анализа и истолкования теоретических и экспериментальных диаграмм устанавливается, что в процессе дифференциального движения магмы, кристаллы полевого шпата призматического облика вращались вокруг главных зональных осей [100]; [010]; [001]. Частота встречаемости кристаллов, вращающихся вокруг зональных осей, пропорциональна размерам кристаллов полевого шпата. Кроме этого в тектонической плоскости *ab* отмечается скольжение кристаллов полевого шпата.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1. — Вариационная статистическая диаграмма отношения размеров кристаллов полевого шпата по направлению осей α, γ, β. Изолинии 2; 5; 10; 20; 30 случаев. Группа карьеров Талиень—Якобдял.

Рис. 2. — Вариационная статистическая диаграмма отношения размеров кристаллов полевого шпата по направлению осей α, γ, β. Изолинии 2; 5; 10; 20; 30 случаев. Карьеры Туркоя.

Рис. 3. — Вариационная статистическая диаграмма отношения размеров кристаллов полевого шпата по направлению осей α, γ, β. Изолинии 2; 5; 10; 20; 30 случаев. Карьеры Дялул Маноле.

Рис. 4. — Поперечные сечения кристаллов полевого шпата, указывающие на изменение размеров при росте кристаллов по направлению осей α, γ, β.

Рис. 5. — Кристалл калиевого полевого шпата призматического облика (по А. Н. Винчеллю).

Таблица II

Рис. 6. — Проекция траектории осей α, γ, β при вращении кристалла вокруг зональной оси [100]. Сплошная линия — ортоклаз; пунктир — альбит; точечный пунктир — олигоклаз.

Рис. 7. — Проекция траектории осей α, γ, β при вращении кристалла полевого шпата вокруг зональной оси [010]. Сплошная линия — ортоклаз; пунктир — альбит; точечный пунктир — олигоклаз.

Рис. 8. — Проекция траектории осей α, γ, β при вращении кристалла полевого шпата вокруг зональной оси [001]. Сплошная линия — ортоклаз; пунктир — альбит; точечный пунктир — олигоклаз.

Таблица III

Рис. 9. — Проекция траектории нормалей к плоскостям спайности (001) и (010) при вращении кристалла полевого шпата вокруг зональной оси [100].

Рис. 10. — Проекция траектории нормалей к плоскостям спайности (001) и (010) при вращении кристалла полевого шпата вокруг оси [010].

Рис. 11. — Проекция траектории нормалей к плоскостям спайности (001) и (010) при вращении кристалла полевого шпата вокруг зональной оси [001].

Рис. 12.—Проекция траектории нормалей к плоскостям спайности при вращении двойникового кристалла по закону альбита.

Таблица IV

Рис. 13. — Диаграмма осей β для кристаллов полевого шпата. Карьеры Якобдял. 300 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4 %.

Рис. 14. — Диаграмма осей β для кристаллов полевого шпата. Карьеры Талиень. 530 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3 %.

Рис. 15. — Диаграмма осей γ для кристаллов полевого шпата. Карьеры Якобдял. 300 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4 %.

Рис. 16. — Диаграмма осей γ для кристаллов полевого шпата. Карьеры Талиень. 530 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3 %.

Таблица V

Рис. 17. — Диаграмма осей α для кристаллов полевого шпата. Группа карьеров Якобдял. 300 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4 %.

Рис. 18. — Диаграмма осей α для кристаллов полевого шпата. Карьеры Талиень. 530 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3 %.

Рис. 19. — Диаграмма плоскостей спайности (001) и (010) для кристаллов полевого шпата. Карьеры Якобдял. 220 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4; 5 %.

Рис. 20. — Диаграмма плоскостей спайности (001) и (010) для кристаллов полевого шпата. Карьеры Талиень. 258 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4 %.

Таблица VI

Рис. 21. — Диаграмма осей β для кристаллов полевого шпата. Карьеры Туркоая-Центральный. 375 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3 %.

Рис. 22. — Диаграмма осей β для кристаллов полевого шпата. Карьеры Туркоя-Восточный. 550 полюсов. Изолинии 0,5; 1, 5; 2; 3 %.

Рис. 23. — Диаграмма осей γ для кристаллов полевого шпата. Карьеры Туркоя-Центральный. 550 полюсов. Изолинии 0,5; 1, 5; 2; 3 %.

Рис. 24. — Диаграмма осей α для кристаллов полевого шпата. Карьеры Туркоая-Центральный. 550 полюсов. Изолинии 0,5; 1,5; 2; 3 %.

Таблица VII

Рис. 25. — Диаграмма плоскостей спайности (001) и (010) для кристаллов полевого шпата. Карьеры Туркоая-Центральный. 225 полюсов. Изолинии 0,5; 1,5; 2; 3; 4; 5 %.

Рис. 26. — Диаграмма плоскостей спайности (001) и (010) для кристаллов полевого шпата. Карьеры Туркоя-Восточный. 250 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4 %.

Рис. 27. — Диаграмма осей β для кристаллов полевого шпата. Карьеры Дялул Маноле. 600 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 1,5; 2; 3 %.

Рис. 28. — Диаграмма плоскостей спайности (001) и (010) для кристаллов полевого шпата. Карьеры Дялул Маноле. 400 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 2; 3; 4 %.

Рис. 29. — Сводная диаграмма плоскостей спайности (001) и (010) в кристаллах полевого шпата. Изверженный массив Якобдял — Туркоя. 1 390 полюсов. Изолинии 0,5; 1; 1,5; 2; 3 %.

ÉTUDE STRUCTURALE PÉTROGRAPHIQUE DES FELDSPATHS DES ROCHES MAGMATIQUES

RÉSUMÉ

Le présent travail est consacré à l'étude de l'orientation des cristaux de feldspath que l'on trouve dans les roches magmatiques. L'étude a porté sur des échantillons de roches éruptives du massif de Iacobdeal—Turcoaia.

Dans la première partie du travail, l'auteur traite de la cinématique des cristaux de feldspath, et détermine, par la même occasion, les dimensions et la forme prédominante des cristaux de feldspath des roches analysées. Pour être à même d'interpréter les diagrammes structuraux pétrographiques des feldspaths, l'auteur a construit quelques types théoriques de diagrammes, valables pour des cas de rotation des cristaux suivant les axes principaux de la zone. Ces diagrammes ont été construits à l'aide des valeurs angulaires entre les axes de l'indicatrice α, β, γ ou des normales aux plans de clivage (001) et (010) et des axes de zone : [100]; [010]; [001].

La seconde partie du travail comprend l'analyse pétrographique microstructurale des feldspaths trouvés dans les roches éruptives du massif de Iacobdeal—Turcoaia.

Il ressort de la comparaison et de l'interprétation des deux catégories de diagrammes, théoriques et expérimentaux, que, pendant les mouvements différentiels à l'intérieur du magma, la plupart des cristaux de feldspath à l'habitus prismatique ont effectué des mouvements de rotation autour des principaux axes de zone : [100]; [010]; [001]. La fréquence des cristaux de feldspath ayant effectué des rotations suivant les axes de zone est proportionnelle à leurs dimensions. Dans le plan tectonique *ab*, les cristaux ont accusé en outre des mouvements de glissement laminaire.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1. — Diagramme statistique des variations du rapport entre les dimensions des cristaux de feldspath selon les directions α, γ, β. Isolignes : 2, 5, 10, 20, 30 cas. Carrières de Iacobdeal—Talieni.

Fig. 2. — Diagramme statistique des variations du rapport entre les dimensions des cristaux de feldspath, selon les directions α, γ, β. Isolignes : 2, 5, 10, 20, 30 cas. Carrières de Turcoaia.

Fig. 3. — Diagramme statistique des variations du rapport entre les dimensions des cristaux de feldspath selon les directions α, γ, β. Isolignes : 2, 5, 10, 20, 30 cas. Carrières de Dealul Manole.

Fig. 4. — Sections à travers les cristaux de feldspath, montrant les variations des dimensions dans la croissance des cristaux selon les directions des axes α, γ, β.

Fig. 5. — Cristal de feldspath potassique à habitus prismatique (selon A. N. Winchell).

Planche II

Fig. 6. — Projection de la trajectoire des axes α, γ, β, au cours de la rotation du cristal autour de l'axe de zone [100].

Trait plein : orthose ; tirets : albite ; pointillé : oligoclase.

Fig. 7. — Projection de la trajectoire des axes α, γ, β, au cours de la rotation du cristal de feldspath autour de l'axe de zone [010]. Trait plein : orthose ; tirets : albite ; pointillé : oligoclase.

Fig. 8. — Projection de la trajectoire des axes α, γ, β, au cours de la rotation du cristal de feldspath autour de l'axe de zone [001]. Trait plein : orthose ; tirets : albite ; pointillé : oligoclase.

Planche III

Fig. 9. — Projection de la trajectoire des normales aux plans de clivage (001) et (010) pendant la rotation du cristal de feldspath autour de l'axe de zone [100].

Fig. 10. — Projection de la trajectoire des normales aux plans de clivage (001) et (010) pendant la rotation du cristal de feldspath autour de l'axe de zone [010].

Fig. 11. — Projection de la trajectoire des normales aux plans de clivage (001) et (010) pendant la rotation du cristal de feldspath autour de l'axe de zone [001].

Fig. 12. — Projection de la trajectoire des normales aux plans de clivage dans le cas d'un cristal maclé suivant la loi de l'albite.

Planche IV

Fig. 13. — Diagramme des axes β pour les cristaux de feldspath. Carrières de Iacobdeal. 300 pôles, Isolignes : 0,5—1—2—3—4 %.

Fig. 14. — Diagramme des axes β pour les cristaux de feldspath. Carrières de Talieni. 530 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3 %.

Fig. 15. — Diagramme des axes γ pour les cristaux de feldspath. Carrières de Iacobdeal 300 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3—4 %.

Fig. 16. — Diagramme des axes γ pour les cristaux de feldspath. Carrières de Talieni. 530 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3%.

Planche V

Fig. 17. — Diagramme des axes α pour les cristaux de feldspath. Carrières de Iacobdeal. 300 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3—4%.

Fig. 18. — Diagramme des axes α pour les cristaux de feldspath. Carrières de Talieni. 530 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3%.

Fig. 19. — Diagramme des plans de clivage (001) et (010) pour les cristaux de feldspath. Carrières de Iacobdeal. 220 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3—4—5%.

Fig. 20. — Diagramme des plans de clivage (001) et (010) pour les cristaux de feldspath. Carrières de Talieni. 258 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3—4%.

Planche VI

Fig. 21. — Diagramme des axes β pour les cristaux de feldspath. Carrières de Turcoaia-centre. 375 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3%.

Fig. 22. — Diagramme des axes β pour les cristaux de feldspath. Carrières de Turcoaia-est. 550 pôles. Isolignes : 0,5—1,5—2—3%.

Fig. 23. — Diagramme des axes γ pour les cristaux de feldspath. Carrières de Turcoaia-centre. 550 pôles. Isolignes : 0,5—1,5—2—3%.

Fig. 24. — Diagramme des axes α pour les cristaux de feldspath. Carrières de Turcoaia-centre. 550 pôles. Isolignes : 0,5—1,5—2—3%.

Planche VII

Fig. 25. — Diagramme des plans de clivage (001) et (010) pour les cristaux de feldspath. Carrières de Turcoaia-centre. 225 pôles. Isolignes 0,5—1—2—3—4—5%.

Fig. 26. — Diagramme des plans de clivage (001) et (010) pour les cristaux de feldspath. Carrières de Turcoaia-est. 250 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3—4%.

Fig. 27. — Diagramme des axes β pour les cristaux de feldspath. Carrières de Dealul Manole. 600 pôles. Isolignes : 0,5—1—1,5—2—3%.

Fig. 28. — Diagramme des plans de clivage (001) et (010) pour les cristaux de feldspath. Carrières de Dealul Manole. 400 pôles. Isolignes : 0,5—1—2—3—4%.

Fig. 29. — Diagramme général des plans de clivage (001) et (010) pour les cristaux de feldspath. Massif éruptif de Iacobdeal—Turcoaia. 1 390 pôles. Isolignes : 0,5—1—1,5—2—3%.

BIBLIOGRAFIE

1. Cantuniari Șt. N., *Masivul eruptiv Muntele Carol—Piatra Roșie*. An. Inst. geol. Rom., 1912, vol. VI, fasc. 1.
2. Cloos H., *Einführung in die Geologie, Ein Lehrbuch der inneren Dynamik*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1936.
3. — *Plutone und ihre Stellung im Rahmen der Krustenbewegungen*. From Report of the XVIth Intern. Geol. Congress, Washington, 1933, p. 235—253.
4. Елисеев Н. А., *Структурная петрология*. Изд. ЛГУ, 1953.
5. Fairbairn H. W., *Structural petrology of deformed rocks*. Add. Weslex Press. Inc. Cambridge Mass., 1949.
6. Лукин Л. И., О *применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений*. Тр. Инст. Геол. Наук СССР, 1955, вып. 162 руд. мест. 55.
7. Osborne F. F., *Structural petrology of the Val Verde tonalite, southern California*. Bull. Geol. Soc. Am., 1939, vol. 50, nr. 6, p. 921—950.
8. Sander Br. u. Felkel E., *Zur tektonischen Analyse von Schmelztektoniten*. Sitz. Heidelb. Akad. Wiss. Math. Naturwiss. Klasse, 1929, Abh. 13, p. 1—40.
9. Sander Br., *Einführung in der Gefügekunde der geologischen Körper*. Viena, Innsbruck, 1950.

10. Savul M., *Contribuţii la petrografia Dobrogei de nord. I. Masivul granitoidic de la Greci.* An. şt. Univ. Iaşi (serie nouă), 1956, secţia a II-a (şt. nat.), t. 1, fasc. 1, p. 246—285.
11. Savul M. şi Barbu A., *Relaţiuni între suprafeţele cu incluziuni fluide din cristalele de cuarţ şi tectonica de amănunt în cazul masivului granitoidic de la Greci.* Bul. ştiinţ., Acad. R.P.R., Secţia de geologie-geografie, t. II, nr. 3 — 4, 1957, p. 549—578.
12. — *Semnificaţia petrotectonică a suprafeţelor cu incluziuni fluide din cristalele de cuarţ de origine magmatică.* Stud. şi cercet. geol., t. IV, nr. 2, 1959, p. 225—242.
13. Seng H., *Beiträge zur petrographisch-tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges.* Tcherm. min. u. patr. Mitt., Leipzig, 1934, vol. 45, p. 374—423.
14. Winchell A. N. a. Winchell H., *Elements of optical mineralogy. An introduction on microscopic petrography.* New York, 1951.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL ZEOLIȚILOR.
MAGNEZIOLAUMONTITUL DE LA MUSARIU

DE

MIRCEA BORCOȘ

Comunicare prezentată de academician AL. CODARCEA în ședința din 3 mai 1960

Prezența zeoliților în zăcămintele metalifere neogene este cunoscută de mai multă vreme. În regiune au fost semnalați o serie de zeoliți, în amigdalele complexului melafiric, de către P. Ghițulescu și M. Socolescu (6) citîndu-se: desminul, analcimul și laumontitul. Literatura de specialitate indică o serie de iviri cu zeoliți dezvoltați în cuiburi mici, geode sau în amigdalele unor roci eruptive. O listă destul de completă este dată de P. Poni (15), care citează: natrolitul, laumontitul, analcimul, mesolitul, chabazitul, desminul, heulanditul și gmelinitul.

O ocurență mai abundentă a fost întîlnită în complexul șisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit, impregnate cu zeoliți, mult mai evidenți pe diaclaze și fisuri, caracterizînd în această regiune: desminul și philipsitul. Prezența lor este explicată, fiind pusă în legătură și pe seama unei mineralizări de tip hidrotermal, legate de soluțiile fazei banatitice, procesul de zeolitizare fiind un aspect particular al acestor manifestații (7)[1]).

Ivirea cu zeoliți, care constituie obiectul studiului nostru, se plasează la partea superioară a zăcămîntului de la Musariu. Structura geologică, în care este localizată această acumulare zeolitică, aparține erupțiilor neogene și este reprezentată printr-un stîlp andezitic al seriei de Barza (6)[2]). Acest stîlp străbate fundamentul constituit din formațiunile complexului melafiric, sedimente tortoniene și formațiuni efuzive ale aceleiași serii eruptive. În stîlpul în care este cantonat și zăcămîntul Musariu-Nou,

---

[1]) Ținem să mulțumim în mod deosebit pe această cale acad. prof. Al. Codarcea pentru revizuirea critică a manuscrisului acestei lucrări. De asemenea ne exprimăm gratitudinea față de prof. D. Giușcă pentru îndrumarea generală a lucrării și pentru prețioasele sugestii făcute.

[2]) L. Vasilescu, *Raport geologic asupra formațiunilor din subberanul de la Gura-Barza*. 1957.

în extremitatea sud-estică și cea sudică, se observă, în lungul unei crăpături (la circa 2 m de contact cu rocile fundamentului), o importantă acumulare zeolitică. Stîlpul andezitic prezintă spre S o formă bombată, puțin evazată, cu o slabă tendință de lărgire în adîncime. Andezitul se prezintă în faciesul obișnuit la periferia stîlpului avînd o structură microlitică, aproape sticloasă, cu rare fenocristale de plagioclaji, hornblendă, hipersten și sporadic cuarț.

O intensă activitate hidrotermală a produs atît o alterare a stîlpului andezitic și a formațiunilor constituente ale fundamentului, cît și o mineralizare esențialmente de tip epitermal.

Ocurența zeolitică de care ne ocupăm se găsește plasată în aureola hidrotermală, dar în afara zonei de mineralizare auriferă, fapt confirmat de lucrări miniere care au traversat acest sector.

Fractura care a servit drept cale de acces soluțiilor mineralizante (pe lungime de 5 m și pe aceeași înălțime) are o direcție de circa N 85° V/60—65° SV și prezintă acumulări de zeoliți la nivelul altitudinii de +10 m deasupra orizontului —90 m. Fractura se efilează între orizontul imediat superior și cel inferior, comunicînd ca o ramificație de culcuș sau acoperiș cu filoanele învecinate.

În general toate fracturile din acest sector, orientate în medie pe un aliniament N 25—35° V, prezintă un conținut bogat în calcită și o slabă impregnație de pirită și blendă.

Referindu-ne la fractura tapisată cu zeoliți constatăm că aceasta prezintă mai degrabă caracterul unei spărturi; fără fenomene de brecifiere, oglinzi de fricțiune sau alte semne care să indice o deplasare relativă. Pereții fracturii sînt ondulați, ceea ce cauzează deschideri variabile (de la 40 la 80 cm) cu geode de formă lenticulară, fiind constituiți dintr-un andezit hidrotermalizat, acoperiți de o crustă foarte subțire de cristale de pirită, peste care s-a depus o peliculă mai groasă (circa 12 mm) formată din cristale de calcit, constituind soclul pe care s-au dezvoltat ulterior cristalele de zeoliți pe o grosime de circa 5—20 cm (pl. I, fig. 7, 8 și 9).

Descrierea ivirii. În geodele formate zeoliții se prezintă sub formă de cristale aciculare, idiomorfe, cu lungimi de pînă la 3—4 cm. Cristalele se întretaie și se întrețes, fără a se putea remarca dispoziții radiare sau fasciculare și nici vreo altă tendință de direcție dominantă. Reținem doar faptul că cristalele de zeoliți se dezvoltă de pe soclul calcitic pe direcții diferite (pl. I, fig. 10, 11 și 12). Cristalele cele mai bine dezvoltate sînt prismatice, cu diametrul de circa 1,5 mm și lungimi de ordinul 10—40 mm.

Cristalele idiomorfe examinate de noi sînt monoclinice; fețele dominante deosebite fiind (100), (010) și (001). Unghiul format între (100) și (010) este de ordinul a 60°. Foarte rar se remarcă fețe după (111), care formează cu (100) un unghi complimentar mai ascuțit de ordinul a 50°.

Prismele sînt foarte alungite în lungul axei C. Se observă un clivaj distinct după (010).

Proprietăți fizice. Greutatea specifică [1]), calculată după metoda picnometrică la 20°, indică $\gamma_s = 2{,}32$ g/cm^3, ceea ce reprezintă o valoare

[1]) Greutatea specifică a fost determinată de Gh. Dumitrescu în laboratorul de geotehnică al Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic.

foarte apropiată cuprinsă între 2,23 și 2,41 γ_s pentru laumontitul indicat în literatura de specialitate (19), (20).

In situ cristalele se prezintă incolore, aproape transparente, cu un luciu sticlos. După un oarecare timp de conservare la suprafață (circa 24 de ore) cristalele își pierd complet transparența, devin albe, cu un luciu sidefos-mătăsos. Acest fenomen se observă și în mină, la unele cristale probabil afectate de atmosfera viciată.

Cristalele transparente zgîrie sticla, ceea ce presupune o duritate de ordinul 6. Cristalele alterate au o duritate sensibil mai mică, cu tendință de dezagregare.

La temperatura unei flăcări de lumînare cristalele se umflă spre vîrf, formîndu-se o sticlă vacuolară, cu aspect porțelanos.

Compoziția chimică. Rezultatul unei analize chimice complete de silicați pentru zeolitul de la Musariu evidențiază următoarea compoziție chimică procentuală, din care am calculat următoarea formulă chimică:

$$m.Ca_6\ Si_{24}Al_{12}O_{72}.19H_2O +$$

$$+ n.\ Mg\ (Na_2, K_2)\ (BaSrCa)_4Si_{26}Al_{10}O_{72}.19H_2O\ ^1).$$

Ca termen de comparație prezentăm și analiza chimică a laumontitului de la Petersberg (tabloul nr. 2) (10).

Tabloul nr. 1

Compoziția chimică a zeolitului de la Musariu *)

Radicali chimici	%/g	mol./100 g	atom./unit. cel.		
SiO_2	51,45	0,8562	Si	24,74	
Al_2O_3	22,15	0,2171	Al	10,74	
CaO	11,61	0,2070	Ca	5,12	0 71,21
MgO	0,70	0,0173	Mg	0,5	
Na_2O	0,37	0,0060	Na	0,29	
K_2O	0,08	0,0010		—	
MnO	0,08	0,0011		—	
P_2O_5	urme	—		—	
Ba	urme	—		—	
Sr	urme	—		—	
H_2O	13,70	0,7611	H_2O	18,82	
	100,14				

*) Analist C. Popescu.

Literatura de specialitate (18) indică un raport constant pentru elementele principale ($Ca_7Al_{14}Si_{26}O_{80}.25H_2O$) cu 7 cationi calculați pentru 80 atomi de oxigen. Acești cationi prezintă o mare capacitate de schimb,

[1]) Analiza chimică a fost executată de C. Popescu în laboratoarele Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic.

Formula și considerații asupra chimismului întocmite în colaborare cu I. Hristescu (Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic).

fiind înlocuiți parțial sau total, rețelele de zeoliți reținînd, în acest fel, uneori un număr mai mare de cationi (probabil cînd schimbul de cationi nu s-a efectuat complet). Acest schimb pentru fiecare zeolit are loc în limita numărului de cationi caracteristici. De exemplu pentru laumontit literatura (18) indică un număr de 7 cationi calculați pentru 80 atomi de oxigen ($Na_2Ca_5Al_{12}Si_{28}O_{80}.25H_2O$).

Tabloul nr. 2

Analiza chimică a laumontitului de la Petersberg (10)

Radicali chimici	%/g
SiO_2	50,70
Al_2O_3	22,53
CaO	11,54
Na_2O	0,40
K_2O	0,30
Fe_2O_3	0,04
H_2O	2,41
H_2O +	12,00
	99,92

Comparînd cele două tablouri de analiză chimică și luînd în considerare formulele zeoliților citați pînă în prezent (în special cele calculate pentru laumontit) observăm un raport sensibil apropiat între elementele de bază (Ca, Al, Si, O și H_2O) pentru zeolitul studiat față de ce se cunoștea, cu deosebirea unei disproporții în conținutul de apă mult mai mic în cazul nostru, precum și identificarea de noi elemente reprezentate prin Mg, Mn, Ba, Sr și P prezente în zeolitul de la Musariu.

Deosebirea între raportul elementelor principale citate în literatură (18) și cel găsit de noi este următoarea : laumontit citat în literatură (20) : $Ca_7Al_{14}Si_{26}O_{80}.25H_2O$ și zeolitul de la Musariu : $Ca_6Al_{12}Si_{24}O_{72}.19H_2O$.

Numărul cationilor calculați pentru laumontit (20) este de 7 la 80 atomi de oxigen. Numărul cationilor pentru zeolitul de la Musariu este de 6, calculați pentru 72 atomi de oxigen și 6,5 pentru 80 atomi de oxigen.

Am calculat raportul de cationi față de 240 atomi de oxigen pentru zeolitul de la Musariu în diagrama variației compoziției zeoliților după A. N. Winchell, în care AN reprezintă numărul de cationi calculat în raport cu 240 atomi de oxigen (fig. 1).

Punctul ML se plasează pe curba AN = 20 și intersecția unei paralele dusă la distanța de 7 mm sub linia $Ca_2Al_4Si_{12}O_{32}nH_2O - Na_4Al_4Si_{12}O_{32}nH_2O$.

Dacă am încerca să încadrăm zeolitul de la Musariu în seria zeoliților al căror raport Al : Si este invariabil, funcție de compoziția chimică și numărul de cationi (calculați pentru 80 atomi de oxigen) situăm zeolitul pe ultimul loc ca termen final al seriei de 4 zeoliți citați (19) cu numărul cel mai mic de cationi.

1. Gmelinit $(Na, Ca)_{12}(Al, Si)_{40}O_{80}.40H_2O$. Număr cationi 12
2. Gismondit $(K, Ca)_{11}(Al, Si)_{40}O_{80}.36-40H_2O$. „ „ 11
3. Philipsit $(K, Ca)_{11}(Al, Si)_{40}O_{80}.30-40H_2O$. „ „ 11
4. Laumontit $(Na, Ca)_7(Al, Si)_{40}O_{80}.25H_2O$. „ „ 7

5. Zeolitul de la Musariu $(Mg, Ca)_6(Al,Si)_{36}O_{72}.19H_2O$. Număr cationi 6

Pentru zeolitul de la Musariu se impun următorii cationi principali: calciul, magneziul, sodiul și mai puțin reprezentativ potasiul. Se observă de asemenea o înlocuire parțială a calciului prin bariu și stronțiu. Acest fenomen este evident, citindu-se foarte ușor din formula calculată a zeolitului de la Musariu :

$$Mg(Na_2,K_2)\,(Ba, Sr, Ca)_4Si_{26}Al_{10}O_{72}\cdot 19H_2O.$$

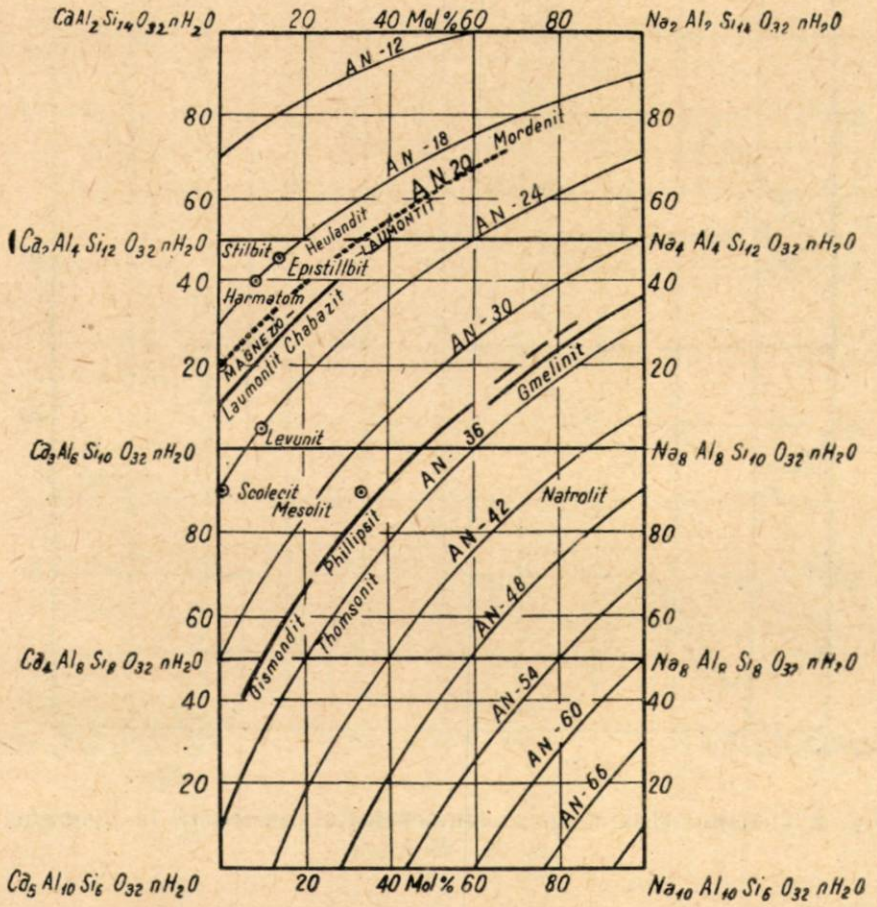


Fig. 1. — Variația compoziției la zeoliți. AN, numărul cationilor raportați la 240 atomi de oxigen (diagrama după A. N. Winchell).

În diagrama compoziției zeoliților (20) funcție de conținutul în Ca, Al, Si, O, H_2O și Na, Al, Si, O și apă (în care noi am înlocuit Na_2 cu Mg) se observă că valorile de pe coordonată și abscisă plasează, pentru zeolitul de la Musariu, un punct excentric în afara ariei proprii laumontitului, sau a celorlalți zeoliți (fig. 2).

Din considerentele de ordin chimic citate, reiese că atît prezența noilor elemente, numărul specific de cationi calculați, cît și cantitatea mică de apă constatată la zeolitul de la Musariu ne conduc la concluzia definirii unui nou mineral (cu formulă bine stabilită) cu noi constante optice și proprietăți fizico-chimice net diferite față de cele cunoscute pentru ceilalți zeoliți (a se vedea „Proprietăți optice") pe care-l denumim magneziolaumontit.

Proprietăți optice. Zeolitul de la Musariu cristalizează în sistemul monoclinic și este de obicei maclat după fețele de (010). Prezintă clivaj bun după (010) și (110). Fețele mai frecvent întîlnite sînt cele de (110), (100), (101) și (001).

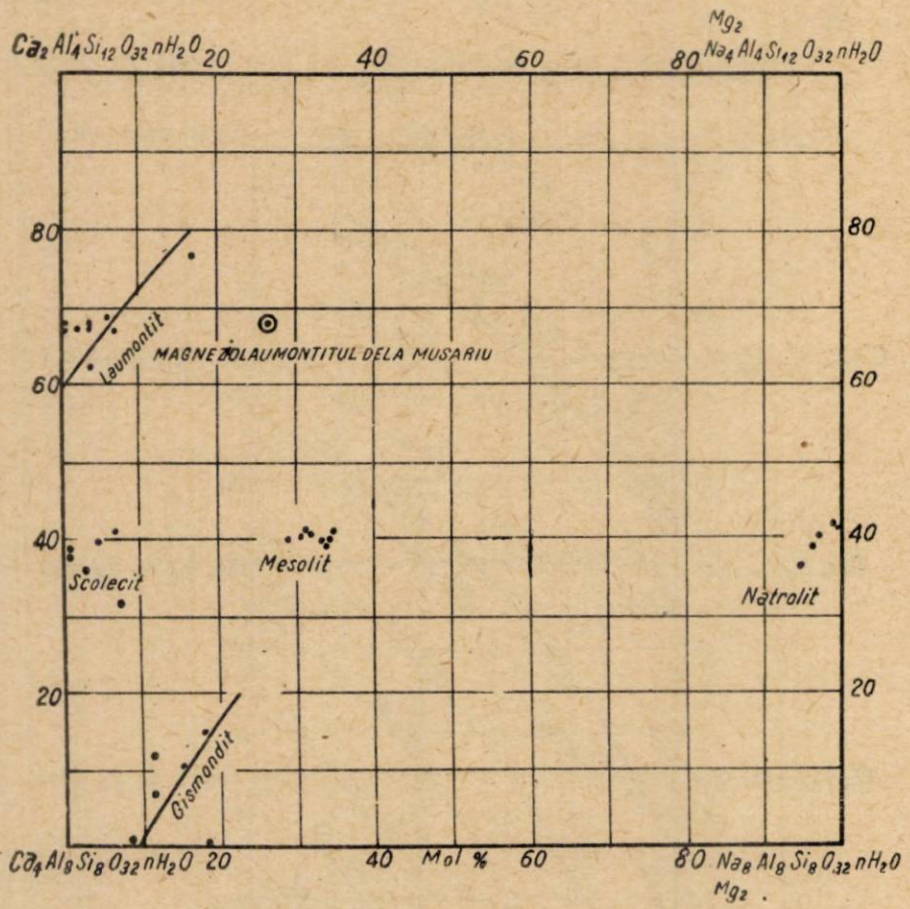


Fig. 2. — Compoziția magneziolaumontitului prezentată în diagrama A. N. Winchell.

În lumină naturală cristalele sînt incolore sau prezintă un colorit cenușiu, cu slabe tente galbene-verzui. Unele cristale conțin mici incluziuni de dimensiuni submicroscopice asemenea unei dispersii coloidale.

Refringența cristalelor este foarte slabă:

np = 1,507—1,510
nm = — —
ng = 1,523—1,524

Birefringența este scăzută (de ordinul 1), polarizînd în tente galbene deschis spre galbene-portocalii:

ng — ng = 0,012—0,016.

Alungirea este pozitivă.

Unghiul de extincție: Ng $\wedge$ c = 36—45°.

(+) 2V = 45—48°.

Constantele optice determinate diferă mult față de cele ale celorlalți zeoliți. Totuși se poate remarca o oarecare asemănare cu proprietățile optice ale laumontitului, cu excepția unghiului 2V și unghiului de extincție care au valori mult mai mici. Pentru a evidenția acest fapt citățm constantele optice pentru laumontit din lucrările care se impun cu autoritate în domeniul analizelor microscopice.

Autorul	Refringența	Unghiul de extincție	Birefringența	Alungirea	2V	2E
A. Johannsen	np 1,513 nm 1,524 ng 1,525	20°	0,012	(+)		52
W. E. Tröger	np 1,513 nm 1,524 ng 1,525	Np∧a −10−26° Ng∧c +20−36°	0,012		24−38°	
A. N. Winchell	np 1,502 nm 1,512 ng 1,514	20−40°			(−)35−38°	
L. Larsen	np 1,513 nm 1,524 ng 1,525	20−30°			(±)25°	
I. J. Glass	np 1,504 nm 1,514 ng 1,516	30−36°			25−35°	
R. A. Koch pentru laumontitul de la Petersberg	np 1,505 1,513 nm ng 1,516 1,521		0,008 0,011	(+)	38°	

Am ajuns la concluzia, fapt constatat de altfel și practic, că valorile constantelor optice, particulare pentru zeolitul de la Musariu, sînt cauzate de conținutul în magneziu și cantitatea mai mică de apă.

Cunoscîndu-se marea capacitate de schimb a magneziului față de celelalte elemente alcalino-pămîntoase am tratat magneziolaumontitul cu KOH în vederea unui schimb de cationi care ar imprima zeolitului noi proprietăți optice. Reacția : $MgNa(BaSrCa)_4Si_{26}Al_{10}O_{72}.19H_2O \xrightarrow{KOH} K, Na(BaSrCa)_4Si_{26}Al_{10}O_{72}.19 + nH_2O$ are ca efect un produs în care zeolitul tratat evidențiază alte caractere optice, asemănătoare celor observate la zeolitul citat la Petersberg de R. A. Koch (adică un zeolit în care cantitatea de potasiu este aceea care determină probabil specificul chimic și constantele optice).

Proprietăți optice pentru zeolitul de la Musariu tratat cu KOH :

Refringența : np = 1,505
nm = —
ng = 1,521

Birefringența este scăzută (de ordinul 1)

$$ng - np = 0{,}013 - 0{,}015.$$

Alungirea este pozitivă.

Unghiul de extincție : $Ng \wedge c = 37-40°$.

$(+)\ 2V = 39-42°$.

În figura 3 se redau valorile unghiului axelor optice și ale unghiului de extincție, în funcție de variația conținutului în potasiu și magneziu (s-au luat în considerare zeolitul de la Petersberg și magneziolaumontitul de la Musariu, calculîndu-se raportul Mg/K din cele două analize citate). Pentru 2V, determinat în cazul zeolitului tratat cu KOH plasat pe curba 2V, trebuie să-i corespundă — în cazul unei analize complete de silicați — un zeolit în care raportul Mg/K ar trebui să fie, conform figurii, egal cu 2.

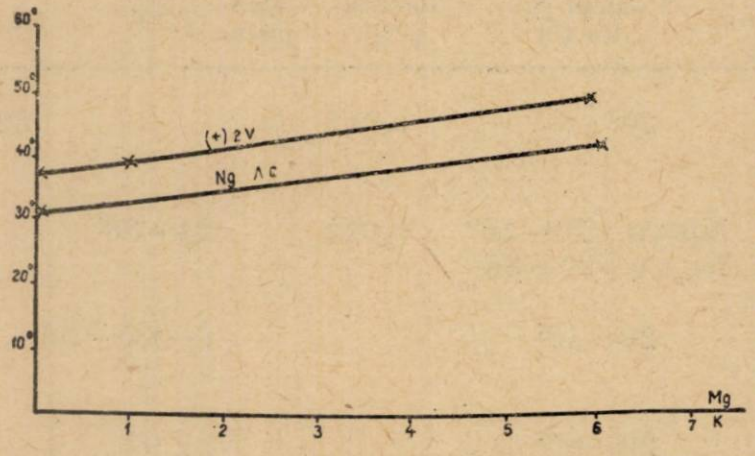


Fig. 3. — Variația unghiului axelor optice (+ 2V) și a unghiului de extincție (Ng ∧ c).

Temperatura de includere a cristalelor de zeolit în balsam nu afectează proprietățile optice. În diagrama W. Eitel (fig. 4), pentru valorile unghiului axelor optice date pentru heulandit, pînă la temperatura de 60—80°, nu se observă nici în cazul magneziolaumontitului diferențe mari pentru 2V. Am verificat acest lucru comparînd valorile citate pentru 2V în imersie

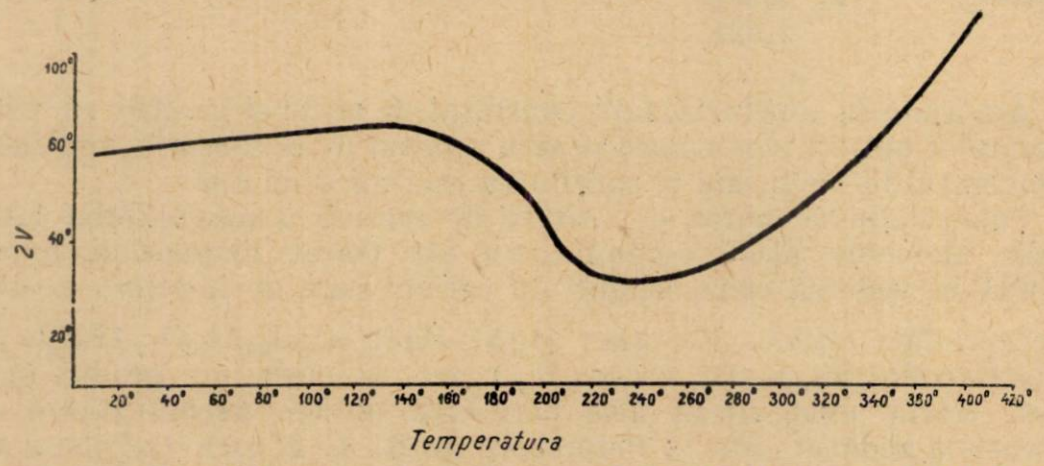


Fig. 4. — Curba 4V, funcție de temperatură pentru heulandit (după W. Eitel).

și în secțiuni subțiri. Aceeași observație se aplică și în cazul unghiului de extincție, diferențele fiind doar de cîteva grade în plus sau în minus.

Proprietățile optice determinate concordă cu compoziția chimică a magneziolaumontitului de la Musariu și verifică sensibilitatea chimică,

ceea ce ne îndreptățește a considera zeolitul considerat drept un mineral nou.

Reacții de culoare. Posedînd o serie de date de comparație am determinat reacțiile de culoare, aplicînd metodele menționate de R. A. Koch în studiul laumontitului de la Petersberg (10).

Reacții de colorare cu benzidină și clorură ferică.

a) După Endell, Zorn și Hofmann (citați după (10)) se tratează în prealabil zeoliții cu H_2O_2, apoi se introduc într-o soluție de benzidină, colorîndu-se în indigo.

Noi am tratat magneziolaumontitul cu H_2O_2, introducînd cristalele într-o soluție de benzidină (alcool etilic 2% benzidină și alcool etilic circa 20% benzidină), obținînd în foarte scurt timp (circa 2 min.) o culoare brună-violacee spre indigo.

b) Metoda Siegl (citat după (10)) indică tratarea zeoliților cu benzidină (excluzînd faza zeolit + H_2O_2), obținîndu-se o reacție de culoare bleu-violacee. Se adaugă cîteva picături de clorură ferică (3 picături) ceea ce amorsează o nouă reacție de culoare, virînd spectrul spre un „albastru de porumbel".

Rezultatele obținute de noi în mersul acestei reacții sînt aproape identice pentru prima parte și foarte asemănătoare pentru faza a doua, după ce am adăugat 2 picături de clorură ferică.

Cristalele de magneziolaumontit tratate cu o soluție de benzidină (alcool etilic cu circa 20% benzidină) au un colorit bleu-violaceu, cu tente dominante violacee. Adăugînd clorură ferică se obține într-adevăr o culoare albastră nedefinită, cu nuanțe cenușii-verzui, cu tonuri de pastel care credem că ar corespunde „albastrului de porumbel".

c) Veil, Malherbe și Weiss (citați după (10)) au întrebuințat un amestec de benzidină în benzol ca substanță de reacție în care au introdus cristale de zeoliți, tratate anterior cu apă oxigenată, obținînd o reacție de culoare tipică gris-bleu-alburie.

Fenomenul se confirmă și în încercările noastre, cristalele de magneziolaumontit cu aspectul primar semitransparent, alb mat se colorează în gris-bleu deschis. În cazul cristalelor netratate cu H_2O_2, rezultatul final evidențiază un colorit asemănător, cu tonuri dominante de gris-alb.

Reacții de colorare cu saphranin și verde de malahit.

Metoda aparține lui Milentz, King și Schielter. Întrebuințînd o soluție de saphranin și verde de malahit, în care au fost introduse cristale de zeoliți, tratate la început cu acid clorhidric și 3 picături de nitrobenzol, se obține în primul caz o reacție de culoare verzuie-violacee și în cel de-al doilea caz, cu verde de malahit, o culoare gris-verzuie, gris-neagră.

Am experimentat varianta a doua, cu verde de malahit, obținînd o reacție de culoare bleu „de Prusia", cu tonuri verzi „de Viridian".

Mica variație în gama de culori obținută se poate atribui diferențelor în concentrația soluțiilor și purității substanțelor întrebuințate. În nici un caz prin această metodă nu se pot face deosebiri distincte între zeoliții citați în literatură și magneziolaumontitul de la Musariu.

Menționăm că am supus la aceleași reacții de culoare și cristalele de magneziolaumontit tratate cu KOH, fără a obține nimic deosebit în comparație cu reacțiile normale executate pe cristale pure de laumontit. Acest fenomen denotă în plus că reacțiile de culoare reprezintă caractere comune întregii grupe de zeoliți, cu o mare elasticitate a limitelor de încadrare, fără reacții specifice de la tip la tip care ar trebui să corespundă variațiilor mici în compoziția lor chimică.

Analiza spectrală. S-au analizat două probe de magneziolaumontit [1]) folosindu-se drept izvor de excitare arcul de curent alternativ la intensitatea de curent de 8—10 A. Înregistrarea s-a făcut la spectrograful în ultraviolet Q 24.

Analiza spectrală a magneziolaumontitului de la Musariu arată următoarele lungimi de undă Å:

Si	2881	—	2516
Al	3093	—	3082
Na	3302	—	3303
Ca	3968	—	3934
Mg	2852	—	2803
Mn	2798	—	2795
Sr	4078	—	—

În condițiile de lucru menționate potasiul, în cantități mici, nu poate fi pus în evidență fiind sensibil doar de la 0,5%. În analiza chimică complexă de silicați s-a dozat cu aproximație doar 0,08% potasiu. Tot așa se explică probabil și absența bariului, pus în evidență ca urme foarte slabe în aceeași analiză completă de silicați.

Proprietăți termice. Pierderea de apă corespunde, conform analizei termice (fig. 5), la trei efecte endoterme plasate pe curbă la 200, 315 și 480°. Primul efect endoterm corespunde pierderii apei peliculare la 200°. Se poate urmări acest efect la curbele 2 și 3 și mai bine la curba 4. La aceasta fenomenul este mai evident, deoarece magneziolaumontitul tratat cu KOH incumbă o hidratare improprie, ceea ce normal trebuie să caracterizeze o pierdere de apă mai puternică la acest punct. Apa de adsorbție pentru laumontitul de la Petersberg se elimină la o temperatură mai scăzută, în jur de 100°.

În jurul temperaturii de 315° constatăm un al doilea efect endoterm care ar corespunde pierderii apei de constituție (curbele 2 și 3). Nu se observă acest efect și la curba obținută pentru magneziolaumontitul de la Musariu tratat cu KOH. Același fenomen caracterizează și al treilea efect endoterm la temperatura de 480°. Efectele endoterme (pentru punctele 315 și 480°) variază cu 15—20° față de punctele de pe curba laumontitului de la Petersberg care caracterizează aceeași pierdere a apei de constituție.

Magneziolaumontitul tratat cu KOH nu verifică decît primul efect endoterm, iar pentru porțiunea de curbă cuprinsă între 500 și 1 000°,

[1]) Analizele spectrale au fost efectuate de C. Udrescu în Laboratorul de spectrografie al Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic.

ca şi la curbele 2 şi 3 evidenţiază o serie de oscilaţii cauzate, probabil, de reacomodarea reţelei cristaline în urma pierderii apei peliculare şi a apei de constituţie.

Sensibilitatea galvanometrului la care s-au efectuat determinările este de ordinul a 4×10^{-7}. Diferenţa de potenţial P este exprimată în

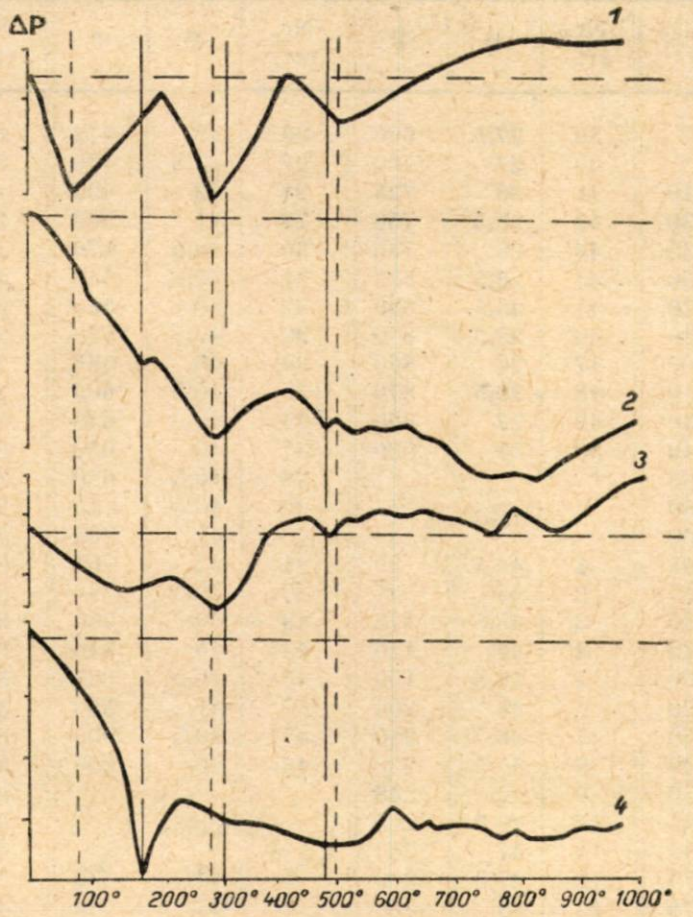


Fig. 5. — Diagrame termice. *1*, Curba termică pentru laumontitul de la Petersberg; *2* şi *3*, curbe termice pentru magneziolaumontitul de la Musariu; *4*, curba termică pentru magneziolaumontitul de la Musariu tratat cu KOH.

milivolţi, iar temperatura în grade Celsius. S-a respectat timpul normal de încălzire, de circa 40—50°/1 min.

Deshidratarea. Aplicînd metoda de cîntărire la diferite temperaturi am obţinut, pentru zeolitul studiat, o curbă de deshidratare, care urmăreşte fidel efectul obţinut şi din analizele termice [1]). Curba uneşte printr-o linie ascendentă cele trei puncte de efect endoterm (care corespund pierderii apei de adsorbţie şi apei de constituţie) pînă în dreptul temperaturii

[1]) Măsurătorile pentru determinarea curbei de deshidratare au fost executate de C. Popescu în laboratoarele Întreprinderii de prospecţiuni şi laboratoare a Comitetului geologic.

de 500°. Din dreptul acestei temperaturi, așa cum reiese și din aspectul curbei de deshidratare, aproape de orizontală (fig. 6), pierderea de apă este imperceptibilă.

Tabloul nr. 3

Valorile citirilor înregistrate pentru analizele termice 2, 3 și 4 *)

Nr. crt.	P	T	Nr. crt.	P	T	Nr. crt.	P	T	Nr. crt.	P	T
Analiza 2			39	27,5	690	26	42	472	15	28	200
			40	27	700	27	42,5	490	16	29	210
1	40	110	41	26	725	28	42	495	17	30	225
2	39	130	42	25,5	750	29	41	502	18	32	245
3	38	135	43	26	780	30	40,5	520	19	31,5	280
4	37	150	44	26,5	795	31	40,5	542	20	31	300
5	36,5	170	45	25,5	825	32	40	560	21	30,5	320
6	36	180	46	25,5	840	33	40,5	570	22	30	340
7	35,5	200	47	26	860	34	40	585	23	29,5	350
8	35	210	48	26,5	870	35	40,5	605	24	29	370
9	34	230	49	27	890	36	40	640	25	29,5	410
10	33	240	50	28	900	37	40	650	26	29	430
11	31	260				38	40,5	680	27	28,5	445
12	30	980	Analiza 3			39	40,5	715	28	28,5	460
13	29	300				40	41	725	29	28	485
14	29,5	305	1	44,5	80	41	42	760	30	28,5	525
15	30	310	2	45	87	42	40,5	770	31	28	540
16	31	330	3	45,5	112	43	40	785	32	28,5	560
17	32	370	4	46	140	44	40	810	33	28,5	565
18	32,5	400	5	46,5	170	45	40,5	835	34	32	580
19	30,5	420	6	46	200	46	41	880	35	31	585
20	33	430	7	46	210	47	40,5	900	36	30	590
21	32,5	440	8	45,5	238	48	40	905	37	29	600
22	32	450	9	46	248				38	28,5	605
23	31	455	10	46,5	265	Analiza 4			39	29	610
24	30	430	11	47	280				40	28,5	620
25	29,5	470	12	47,5	290	1	44	35	41	28	625
26	30	475	13	48	300	2	43	50	42	28	640
27	30,7	385	14	47,5	315	3	42	63	43	27,5	650
28	30,5	495	15	47	328	4	41	80	44	27,5	665
29	30	500	16	46	345	5	40	93	45	28	685
30	29,5	520	17	45	350	6	39	110	46	28	700
31	29,5	550	18	43	360	7	38	120	47	28,5	715
32	29	560	19	42	370	8	37	130	48	28,5	735
33	29,5	570	20	41,5	388	9	36	140	49	28	780
34	29	620	21	41	420	10	35	145	50	28,5	830
35	29,5	630	22	41	435	11	33	150	51	28,5	850
36	29	640	23	40,5	448	12	30	160	52	28	870
37	29,5	660	24	40,5	460	13	25	170	53	27,5	880
38	28	680	25	41	465	14	25	175	54	28	900

*) Am folosit ca termen de comparație curba termică dată pentru laumontitul de la Petersberg (10). Analizele termice pentru zeolitul de la Musariu au fost executate în colaborare cu I. Drăghici de la Laboratorul de mineralogie al Universității „C.I. Parhon".

În comparație cu curba de deshidratare pentru laumontitul de la Petersberg (10), cantitatea de apă eliminată este mai mică, pierderea înregistrîndu-se pe același interval. În general aspectul curbelor este

asemănător, cu singura deosebire care constă în cantitatea de apă pusă în libertate, confirmată de altfel și de conținutul diferit, exprimat în formula chimică : a laumontitului cu 25 H_2O și a zeolitului de la Musariu cu 19 H_2O.

Cristalogeneza. Ordinea de depunere a mineralelor în soluția mineralizantă este : pirită, calcit și zeolit. Se observă însă și o generație tardivă

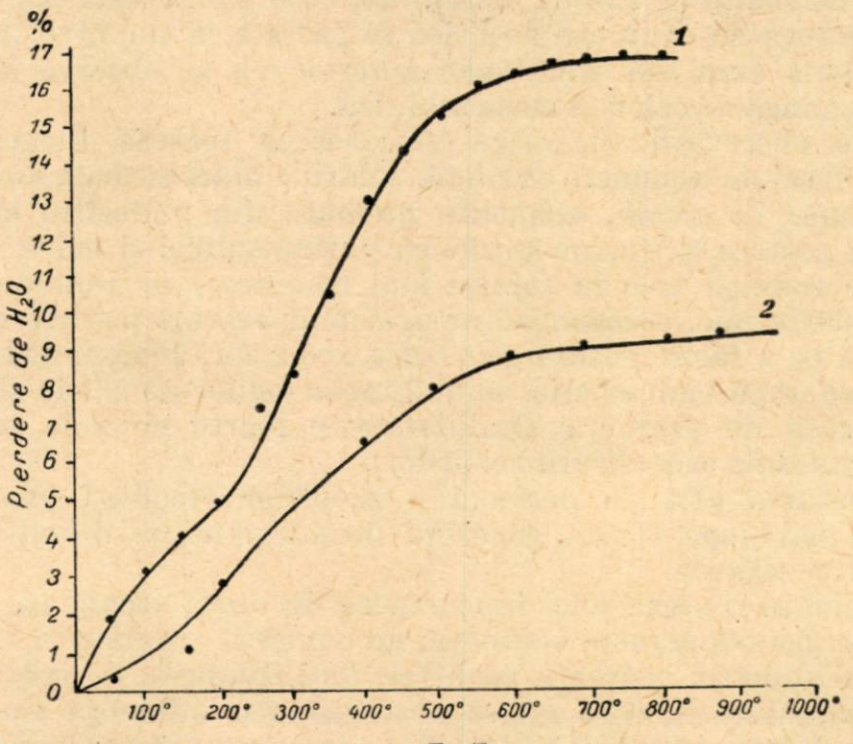


Fig. 6. — Temperatura. *1*, Curba de deshidratare a laumontitului de la Petersberg ; *2*, curba de deshidratare a magneziolaumontitului de la Musariu.

de pirită, depusă sub forma de mici cristale concrescute cu cristalele de zeoliți, în punctele de îmbinare ale acestora, fenomen de altfel destul de rar întîlnit.

Opinia noastră este că ocurența zeolitică reprezintă o depunere primară, generată de aceleași soluții hidrotermale care au dat naștere mineralizației aurifere, dar constituind o fază finală a acesteia, cu un slab reziduu metalifer, cu o îmbogățire esențială în Ca, Mg, Na, Mn și una mai redusă în K, Ba și Sr.

Calcitul este un element comun în gangă, iar prezența sodiului, trebuie să fie pusă în legătură cu luarea în soluție a elementelor din plagioclajii alterați în roca magazin. Același fenomen explică difuzarea în soluție și a celorlalte elemente, care au făcut să crească procentul ionilor în soluția primară, sau să îmbogățească soluția prin procesul de difuziune cu elemente noi.

Un profil vertical trecînd prin zăcămînt, zonează la partea inferioară porțiunile aurifere, cu o gangă inițial silicioasă cu textură masivă, compactă, impregnate cu sulfuri complexe și aur fin diseminat.

Ciclul de mineralizare se încheie în general cu o depunere de gangă carbonatată, compactă, care uneori poate să includă mici geode care conțin cristale idiomorf dezvoltate, săracă în sulfuri metalifere, dar cu cuiburi frecvente de aur.

La periferia acestei zone se observă fracturi filoniene, cu aceeași direcție și înclinare, dar mineralizate în exclusivitate cu pirită și foarte rar de alte elemente de sulfuri metalifere, cu o gangă exclusiv (?) carbonatată. Fractura cu ocurența zeolitică se găsește la un nivel mai excentric; așa după cum am menționat anterior nu se observă alt element decît pirita, ganga de calcit și masa zeolitică.

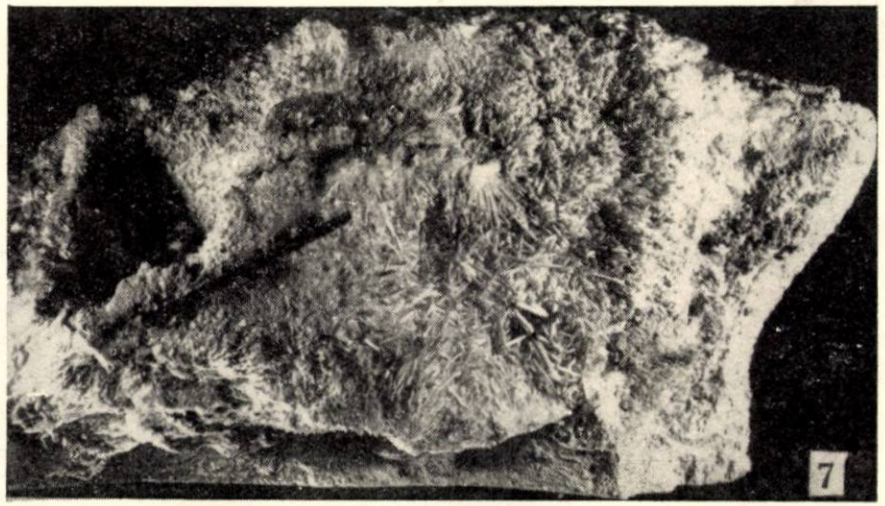
Aceste observații sugerează următoarea ipoteză filogenetică: la terminarea fazei de depunere auriferă, soluțiile hidrotermale devin neutre, îmbogățindu-se în alcalii, elemente preluate din andezitul hidrotermalizat și dau naștere la filoane sterile cu puține sulfuri și calcit cristalizat. În anumite condiții trec în soluție ioni complecși de aluminiu și siliciu cu un ek relativ mic, corespunzător unei temperaturi scăzute ale acestor soluții, ceea ce a făcut posibil generarea zeoliților. Fenomenul este foarte rar, deoarece după cum se știe, solubilitatea ionilor de siliciu și aluminiu, deși favorizată de prezența alcaliilor, este foarte mică la temperaturi scăzute (favorabile cristalizării zeoliților).

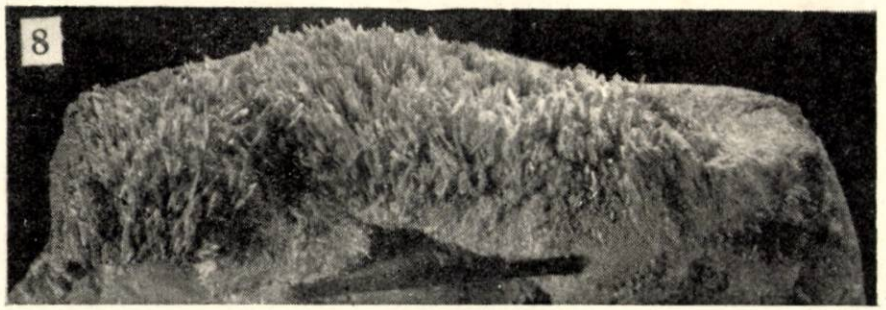
Dezvoltarea atît de perfectă a zeoliților recoltați presupune un fenomen de mai lungă durată, generînd din soluții foarte diluate la temperaturi relativ scăzute.

Examinînd ipoteza unei hipergeneze de ordin secundar, din soluții descendente, pentru această ocurență, nu am găsit argumente în favoarea acesteia. Într-adevăr ocurența zeolitică, localizîndu-se la circa 350 m de la suprafață, nivel la care nu se observă vreo influență caracteristică zonelor de alterare superficială, justifică acest punct de vedere.

Nici în filoanele învecinate, care au unele o continuitate mare între diferitele orizonturi, localizate pe fracturi mai puternice, care ar oferi condiții de circulație mult mai ușoară apelor meteorice descendente, nu se constată fenomene de oxidație sau cimentație. Cu atît mai puțin am fi îndreptățiți a atribui ocurența zeolitică din această fractură, care nu are extindere spre suprafață, unei formațiuni produse de apele de circulație descendente. De altfel nici mineralele asociate nu pledează în favoarea acestei ipoteze, ci mai degrabă indică o origine endogenă cu filiația arătată mai sus.

O mică observație de ordin general ne îndreptățește să mai facem o paralelizare între modul de prezentare al diferitelor minerale în anumite zone, la filoanele observate în funcție de coeficientul energetic specific al soluțiilor mineralizante (17). Carbonații la nivelele inferioare în filoane, unde soluția avea probabil o capacitate energetică mare, apar în gangă sub formă compactă, foarte rar în geode cu cristale idiomorfe. La nivelele superioare, carbonații tind să se dezvolte tot mai mult în cristale idiomorfe. Același fenomen s-ar putea întîmpla (?) și cu zeoliții, în sensul că la nivelele inferioare să apară în gangă, sub formă de intercalații compacte, fapt care-i face mai dificil de recunoscut (mai ales că nici nu s-au făcut cercetări în acest sens) și numai de la un anumit nivel ca în cazul ocu-





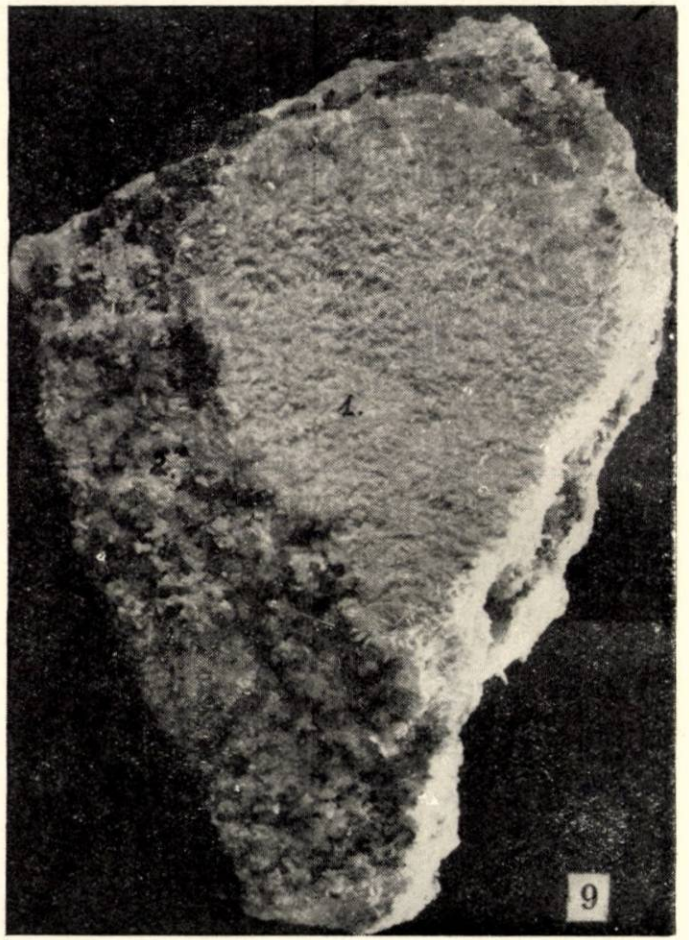


Fig. 7. — Magneziolaumontitul (crustă desprinsă de pe pereții fracturii) (micșorat de 0,55 ×).
Fig. 8. — Magneziolaumontitul (crustă) (micșorat de 0,68 ×).
Fig. 9. — Magneziolaumontitul (crustă). *1*, Cristale de magneziolaumontit; *2*, cristale de pirită și calcit (mărime naturală).

Fig. 10. — Magneziolaumontitul. Cristale prismatice (mărit de 0,50 ×).
Fig. 11. — Geodă cu cristale de magneziolaumontit concrescute neregulat (mărit de 0,50×).
Fig. 12. — Geodă cu cristale de magneziolaumontit (mărit de 2×).

renței întîlnite ek-ul respectiv să fi permis formarea de cristale idiomorfe.

Ar fi interesant de studiat (literatura de specialitate nu indică) dacă și în alte părți ocurențele zeolitice sînt dispuse în zonele sărace ale zăcămintelor, sau și în cele bogate, în vederea unei concluzii filogenetice cu caracter general.

În concluzie, analizele chimice și spectrale, proprietățile fizice, precum și constantele optice particulare determinate, ne conduc la definirea unui nou mineral din grupa zeoliților, întîlnit în zăcămîntul de la Musariu, denumit „magneziolaumontit".

К ИЗУЧЕНИЮ ЦЕОЛИТОВ. МАГНЕЗИОЛОМОНТИТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУСАРИУ

РЕЗЮМЕ

Геологическая структура, включающая проявление цеолитов, относится к неогеновым извержениям и представляет собой андезитовый столб серии Барза. Проявление цеолитов находится в пределах гидротермального ореала, но вне пределов зоны распространения золотоносного оруденения. Цеолиты образуют в жеодах игольчатые, призматические идиоморфные кристаллы, длиной около 30—40 мм по оси *c*.

В моноклинных кристаллах магнезиоломонтита преобладающе развиты грани (100), (010) и (001).

Удельный вес минерала 2,32 г/см³; кристаллы его бесцветные, прозрачные; твердость 6.

В химическом составе преобладают следующие элементы: Al_2O_3, Ca, H_2O и Mg, в незначительном количестве присутствуют: Na_2O, K_2O, MnO и в виде следов: Ba, Sr и P_2O_5. Количество катионов, подсчитанных и отнесенных к 72 атомам кислорода, составляет 6, а при отнесении к 240 атомам кислорода — 20 (рис. 1).

Оптические свойства исследованного минерала радикально отличаются от свойств остальных цеолитов. Кристаллы его бесцветные или серые с зеленовато-желтым оттенком; преломление колеблется между 1,507—1,510 и между 1,523—1,524 по ng. Двупреломление пониженное, порядка I, колеблется между 0,012 и 0,016. Удлинение положительное, угол погасания ng $\wedge$ c 36—45°, а угол оптических осей колеблется между 45 и 48°.

Выделение воды, согласно данным термического анализа (рис. 5) соответствует трем эндотермическим эффектам: выделение пленочной воды при 200° и выделение конституционной воды — при 315 и 418°. Кривая обезвоживания (рис. 6), характерная, с массивным выделением воды при температуре до 500°.

Проявление цеолитов первичного, гидротермального характера, обязано своим происхождением растворам, отложившим золотоносное

орудение; цеолиты образовались в конечную фазу на что указывает низкое содержание металла и сильное обогащение их Ca, Mg, Na и в меньшей степени K, Ba, Sr и P.

В результате химических и спектральных анализов, на основании физических свойств, а также и определенных, весьма характерных оптических констант, можно прийти к заключению о находке в месторождении Мусариу нового минерала группы цеолитов, названного „магнезиоломонтитом".

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Изменение состава цеолитов. AN — количество катионов, отнесенных к 240 атомам кислорода (диаграмма по А. Н. Винчеллю).

Рис. 2. — Состав магнезиоломонтита согласно диаграмме А. Н. Винчелля.

Рис. 3. — Колебание угла оптических осей (+2 V) и угла угасания (Ng. c. ∧ c.).

Рис. 4. — Кривая 2 V — функция температуры для гейландита (по В. Эйбелю).

Рис. 5. — Термические диаграммы: 1 — термическая кривая петербургского ломонтита; 2 и 3 — термические кривые магнезиоломонтита м-ия Мусариу; 4 — термическая кривая магнезиоломонтита м-ия Мусариу, обработанного KOH.

Рис. 6. — 1— Кривая обезвоживания петербургского ломонтита; 2 — кривая обезвоживания магнезиоломонтита м-ия Мусариу.

Рис. 7. — Магнезиоломонтит (корка, снятая со стенки трещины). Уменьшение 0,55.

Рис. 8. — Мэгнезиоломонтит (корка). Уменьшение 0,68.

Рис. 9. — Магнезиоломонтит (корка). 1 — кристаллы магнезиоломонтита; 2 — кристаллы пирита и кальцита. Натуральная величина.

Рис. 10. — Магнезиоломонтит. Призматические кристаллы. Увеличение 0,50.

Рис. 11. — Жеода с неравномерно сросшимися кристаллами магнезиоломонтита. Увеличение 0,50.

Рис. 12. — Жеода с кристаллами магнезиоломонтита. Увеличение 2.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES ZÉOLITHES

LA MAGNÉSIOLAUMONTITE DE MUSARIU

RÉSUMÉ

La structure géologique où est localisée l'occurrence zéolithique appartient aux éruptions néogènes et est représentée par un pilier andésitique de la série de Barza. L'affleurement à zéolithes se trouve dans l'auréole hydrothermale, mais en dehors de la zone de minéralisation aurifère. Dans les géodes formées, les zéolithes se présentent sous forme de cristaux aciculaires, prismatiques, idiomorphes, d'une longueur d'environ 30 à 40 mm, le long de l'axe *c*.

Les cristaux de magnésiolaumontite sont monocliniques, les faces dominantes différentes étant [100], [010] et [001].

Leur poids spécifique est de 2,32 g/cm³. *In situ*, les cristaux sont incolores et transparents. Leur dureté est de l'ordre 6.

Leur composition chimique met en évidence les principaux éléments constitutifs, représentés par des Si, Al_2O_3, Ca, H_2O et Mg, ainsi que par de petite quantités de Na_2O, K_2O, MnO et des traces de Ba, Sr et P_2O_5. Le nombre de cations, calculé en fonction de 72 atomes d'oxygène, est de 6 et, en fonction de 240 atomes d'oxygène, de 20 (fig. 1).

Les propriétés optiques sont fort différentes de celles des autres zéolithes. Les cristaux sont incolores, ou ont une teinte grise nuancée de jaune verdâtre. Leur réfringence varie de 1,507 à 1,510, selon *np*, et de 1,523 à 1,524, selon *ng*. La biréfringence, inférieure de deux ordres de grandeur, varie entre 0,012 et 0,016. Leur allongement est positif, l'angle d'extinction Ng *c*. 1. *c*. 36 = 45° et l'angle entre les axes optiques varie entre 45 et 48°.

La perte d'eau correspond, conformément à l'analyse thermique (fig. 5), à trois effets endothermiques : la perte de l'eau pelliculaire à 200°C et la perte de l'eau de constitution à 315°C et à 480°C. La courbe de déshydratation (fig. 6) est caractéristique de la magnésiolaumontite ; une perte d'eau massive est enregistrée jusqu'à la température de 500°C.

L'occurrence zéolithique représente un dépôt primaire, engendré par les mêmes solutions hydrothermales qui ont produit les gisements aurifères, mais constitue une phase finale de ce dépôt avec un faible résidu métallifère, accompagné d'un enrichissement sensible en Ca, Mg, Na et un peu moindre en K, Ba, Sr et P.

Les résultats des analyses chimiques et spectrales, aussi bien que les propriétés physiques et les constantes optiques particulières déterminées mènent à la conclusion que l'on peut définir un nouveau minéral du groupe des zéolithes, trouvé dans le gisement de Musariu, auquel on a donné le nom de « magnésiolaumontite ».

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Variation de la composition des zéolithes.
AN = nombre des cations rapporté à 240 atomes d'oxygène (diagramme selon A. N. Winchell).

Fig. 2. — Composition de la magnésiolaumontite représentée sur le diagramme de A. N. Winchell.

Fig. 3. — Variation de l'angle entre les axes optiques (+ 2*v*) et de l'angle d'extinction (Ng $\wedge$ c).

Fig. 4. — Courbe 2 V, fonction de la température, pour la heulandite (W. Eitel).

Fig. 5. — Diagrammes thermiques : *1*, Courbe thermique de la laumontite de Petersberg ; *2* et *3*, courbes thermiques de la magnésiolaumontite de Musariu ; *4*, courbe thermique de la magnésiolaumontite de Musariu, traitée au KOH.

Fig. 6. — *1*, Courbe de déshydratation de la laumontite de Petersberg ; *2*, courbe de déshydratation de la magnésiolaumontite de Musariu.

Planche I

Fig. 7. — Magnésiolaumontite (croûte détachée des parois de la fracture). 0,55 ×.

Fig. 8. — Magnésiolaumontite (croûte). 0,68 ×.

Fig. 9. — Magnésiolaumontite (croûte). *1*, Cristaux de magnésiolaumontite ; *2*, cristaux de pyrite et de calcite. Grandeur nature.

Fig. 10. — Magnésiolaumontite. Cristaux prismatiques. 0,50 ×.

Fig. 11. — Géode à cristaux de magnésiolaumontite irrégulièrement concrescents. 0,50 ×.

Fig. 12. — Géode à cristaux de magnésiolaumontite. 2 ×.

BIBLIOGRAFIE

1. Bauer Jaroslaw a Malakowa Ludmila, *Skolecit z Teigarhornu*. Sbornik uysoke skoliy chemicko tehnolocicke i Praze, 1959.
2. Bertrand Léon et Roubault Marcel, *Caractères optiques des minéraux des roches taillés en lames minces*. Paris, 1936.
3. Betehtin A. G., *Curs de mineralogie*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1953.
4. Deffeyes S. Kenneth, *Erionite from Cenozoic tuffaceous sediments*. The American Mineralogist. Journal of the Min. Soc. of Am., 1959, vol. 44, nr. 5 şi 6.
5. Eitel Wilhelm, *Physikalische Chemie der Silikate*. Leipzig, ed. a 2-a 1941.
6. Ghiţulescu P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Métallifères*. An. Inst. geol. Rom., 1941, vol. XXI.
7. Giuşcă Dan, *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor*. Bull. Lab. Min. Univ., Buc., 1937, vol. II.
8. Гритаенко К. Г. и Горшков А. И., *Электронномикроскопическое изучение минералов*. Записковревоюе - мончсекогигнаиогл сзи о общества, Москва, 1957, вып. I.
9. Johannsen A., *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Chicago, 1937, vol. I.
10. Koch Rolf Albert, *Über den Laumontit des Petersberg bei Halle a. d. Saale*. Neues, Jahrb. für Min., 1958, caiet 2/3.
11. Laţiu N. Victor, *Cristalografia fizică*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1958.
12. Lindgren Waldemar, *Mineral deposits*. Londra, 1928.
13. Malearov C. L., *Microanaliza chimică calitativă*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1952.
14. Pearl M. Richard, *How to know the minerals and rocks*. Colorado College, Colorado Springs, New York, 1957.
15. Poni Petre, *Fapte pentru a servi la descrierea mineralogică a Romîniei*. Acad. Rom., Mem. Secţ. şt., seria a III-a, t. IV, 1926—1927.
16. Roy D. M., *System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ IV; phase equilibria in the high-lime portion of the system $CaO-SiO_2-H_2O$*. The American Mineralogist. Journal of the Min. Soc. of Am., 1958, vol. 43.
17. Saukov A. A., *Geochimia*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1954.
18. Swartz K. Charles, *Classification of the natural silicates*. The American Mineralogist. Journal of the Min. Soc. of Am., 1937, vol. 22.
19. Tröger W. E., *Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Stuttgart, 1952.
20. Winchell A. N., *Elements of Optical Mineralogy*. Londra, 1933.

IMAGINI GEOFIZICE DIN REGIUNEA CARPAȚILOR ORIENTALI DE LA EST ȘI VEST DE MASIVUL CEAHLĂU

DE

MARIUS VISARION

Comunicare prezentată de SABBA ȘTEFĂNESCU, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 15 aprilie 1960

INTRODUCERE

În anul 1959, echipa de gravimetrie nr. 6 din cadrul Comitetului geologic a executat o serie de cercetări gravimetrice și magnetice cu caracter regional în zona muntoasă a Moldovei, situată la est și vest de Masivul Ceahlău. Scopul acestor cercetări a fost de a preciza și contura anomalia regională de minim de la Ceahlău, cartată anterior schematic de R. Botezatu [1]), acoperind totodată printr-o rețea de profile și aria viitorului lac de acumulare de la Bicaz [2]).

Regiunea care face obiectul studiului de față este limitată la sud de rîul Bistrița și Bicaz, la est de șoseaua Piatra-Neamț — Tg.-Neamț, la nord de pîrîul Ozana, iar la vest de o linie care ar uni comunele Tulgheș și Bicazul-Ardelean.

Măsurătorile gravimetrice de teren au fost executate cu gravimetrele Nörgaard T.N.K. 1 428 și 1 004, cu o eroare operativă maximă de $\pm$ 0,20 mgali. Au fost efectuate măsurători într-un număr total de 1 451 stații de gravimetru care, raportate la suprafața prospectată, conduc la o densitate medie de acoperire de 1 stație/km^2.

---

[1]) R. Botezatu, *Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Moldova de NE.* Arhiva Com. geol., 1952 (manuscris).

[2]) La data executării lucrării și a prezentării ei în ședință, actualul lac de acumulare al hidrocentralei Bicaz nu începuse să fie umplut.

Stațiile au fost amplasate în teren la echidistanța de 500 m pe profile, urmărindu-se — în măsura posibilităților oferite de morfologia complicată a regiunii — realizarea unei rețele aproape uniforme.

Calculul anomaliei Bouguer s-a efectuat prin procedeul standard, aplicînd valorilor brute ale gravității :

— reducerea Faye-Bouguer, în raport cu suprafața de nivel H = 0 m ;

— reducerea de latitudine, calculată pe baza elipsoidului internațional de referință și raportată la paralela 47°N ;

— reducerea de relief, calculată prin metoda Schleusener și evaluată pînă la 20 km față de stația respectivă de măsurare.

Eroarea medie pătratică maximă a valorilor de anomalie Bouguer, rezultă din însumarea erorilor parțiale provenite din :

măsurătorile gravimetrice	± 0,20 mgali
reducerea de altitudine	± 0,05 mgali
reducerea de latitudine	± 0,04 mgali
reducerea de relief	± 0,25 mgali

Se remarcă cifra ridicată a erorii provenite din reducerea de relief și aceasta se datorește faptului că, în zona muntoasă, hărțile topografice avute la dispoziție nu sînt totdeauna conforme cu realitatea.

Din cele expuse, rezultă că imaginea anomaliei Bouguer poate fi redată prin izolinii cu echidistanța de 1 mgal.

Alegerea densității medii a stratului intermediar, necesară pentru reducerile de altitudine și relief, a constituit o problemă dificilă, deoarece suprafața prospectată acoperă toate unitățile Carpaților Orientali, de la unitatea centrală la cea pericarpatică. Pentru obținerea unei valori estimative a densității diverselor formațiuni geologice, s-au utilizat metodele L. L. Nettleton și K. Jung, care au condus la următoarele rezultate :

Formațiunea geologică	*Limite de variație a densității g/cm³*
șisturile cristaline	2,55—2,70
calcarele de Stramberg	2,50
stratele de Sinaia	2,50—2,60
stratele de Ceahlău	2,50—2,55
șisturile negre	2,40—2,45
gresia de Tarcău	2,40—2,50
depozitele eocen-oligocene	2,40—2,45

Ținînd seama de marea dezvoltare în suprafață a depozitelor eocen-oligocene, aparținînd diverselor unități ale flișului, am adoptat pentru densitatea medie a stratului intermediar valoarea unică = 2,40 g/cm³.

Măsurătorile magnetice au fost efectuate cu variometrele verticale Askania 321 762 și 570 952, în stațiile rețelei gravimetrice.

Precizia măsurătorilor, estimată la $\pm$ 5γ, a permis întocmirea unei hărţi a componentei verticale (ΔZ) a cîmpului geomagnetic, cu izolinii trasate la 10 γ.

Pentru controlul lucrării s-au stabilit două staţii de bază, situate la extremităţile suprafeţei cercetate : Tulgheş şi Piatra-Neamţ.

CARACTERISTICA GEOLOGICĂ ŞI MORFOLOGICĂ A REGIUNII

Din punct de vedere morfologic, regiunea prospectată este muntoasă şi accidentată. Unitatea centrală şi unităţile flişului sînt formate din şiruri de creste muntoase, alungite în general în direcţia cutelor carpatice. La nord de valea Bistricioarei, se înalţă Munţii Bistriţei constituiţi în întregime din şisturi cristaline. În prelungirea sudică a acestor munţi şi pînă la nord de valea Bicazului, se întind Munţii Giurgeului, care cuprind şi Munţii Tulgheşului.

Munţii din zona flişului au, în general, înălţimi mai reduse. În sectorul prospectat însă, pe prelungirea spre sud a Culmii Stînişoara, se ridică Masivul Ceahlău, ocolit la nord de valea Bistricioarei şi la sud de valea Bicazului, care domină întreaga regiune prin înălţimea sa.

Morfologia complicată a regiunii a creat condiţii particular de grele, lucrarea de faţă fiind rezultatul unor eforturi deosebite depuse de întregul colectiv care a participat la efectuarea măsurătorilor.

Măsurătorile geofizice, avînd un caracter regional, au acoperit o suprafaţă care, din punct de vedere geologic, cuprinde toate unităţile geologice ale Carpaţilor Orientali.

În aceste condiţii, pentru a nu încărca expunerea, ne vom mărgini numai la o caracterizare sumară a diverselor unităţi geologice, adoptînd schema prezentată de I. B ă n c i l ă (2), care deşi exprimă un punct de vedere oarecum diferit de cel cu care ne-am obişnuit, are avantajul aducerii în discuţie a unor probleme care ne vor fi de un real folos la interpretarea rezultatelor geofizice.

I. B ă n c i l ă (2) separă în Carpaţii Orientali şapte unităţi structurale, şi anume :

1. *Unitatea centrală* include apariţiile de şisturi cristaline şi de depozite, antecretacice care se dispun discordant pe ele.

Cristalinul este constituit din două serii de roci : seria de Hăghimaş, cu o cristalinitate mezozonală, şi seria de Tulgheş, cu caracter epizonal. Cristalinul relevă o cutare veche hercinică, care a condus la formarea unor structuri complexe, a căror descifrare rămîne nesigură din lipsa unui sedimentar acoperitor. În timpul cutărilor alpine cristalinul a fost cel mai mult afectat, participînd împreună cu sedimentarul la formarea unei singure unităţi structurale, caracterizată printr-o încălecare spre est.

2. *Unitatea vest-internă* include o succesiune de depozite cretacice inferioare în care intră stratele de Sinaia, stratele de Bistra şi stratele de Ceahlău. În cadrul unităţii, se relevă o direcţie sinclinală principală, pe care se situează masivele grezo-conglomeratice din Stînişoara—Ceahlău. Limita estică a unităţii este dată de linia Lutul-Roşu.

3. *Unitatea est-internă* este constituită din depozite cretacice în succesiune probabil completă, dar vizibile mai ales depozitele cretacice superioare, începînd cu albianul sub un facies cenușiu caracteristic (seria curbicorticală) și continuînd cu gresia de Cotumba și orizontul marno-argilelor roșii-vărgate. Cutarea din interiorul unității, relevă un sinclinal major al cărui ax se situează în apropierea liniei Lutul-Roșu. Separația spre exterior este dată de linia est-internă, care relevă un caracter de încălecare, de vîrstă post-turoniană.

4. *Unitatea medio-internă* este formată din cretacic inferior sub faciesul șisturilor negre, din vraco-cenomanian în facies de argile vărgate și brecii, precum și din senon-eocen grezos. Tectonica internă a unității se caracterizează prin prezența a numeroase cute-falii. Unitatea medio-internă este delimitată de linia Audia, care manifestă o evidentă încălecare (circa 18 km).

5. *Unitatea medio-marginală* poate fi separată în trei subunități: mediană la vest, caracterizată prin dezvoltarea mare a unui paleogen de facies grezos (Tarcău); intermediară la mijloc, caracterizată prin dezvoltarea unui paleogen de facies grezos-calcaros; marginală la est, caracterizată printr-un facies calcaro-marnos. Tectonica acestei unități, reflectă cele mai caracteristice condiții de încălecare, cu realizarea unei structuri în pînză de șariaj, dovedită de existența unor ferestre tectonice (pîrîul Cuejdu, pîrîul Neamț), de numeroasele foraje care au trecut din pînză în autohton și de linia medio-marginală care prezintă intrînduri mari cu descoperirea unor semiferestre (semifereastra Bistrița).

Încălecarea pare a fi de circa 10—20 km, iar vîrsta pare a se încadra în faza stiriacă.

6. *Unitatea externă* ocupă o suprafață mai redusă, datorită avansării pînzei medio-marginale și de aceea aparițiile ei au caracterul unor golfuri tectonice (semifereastra Bistriței).

Unitatea externă include o succesiune de depozite cretacice, sub facies negru și cenușiu, precum și depozite paleogene de facies „extern", cărora li se adaugă depozite miocene cu sare și gips.

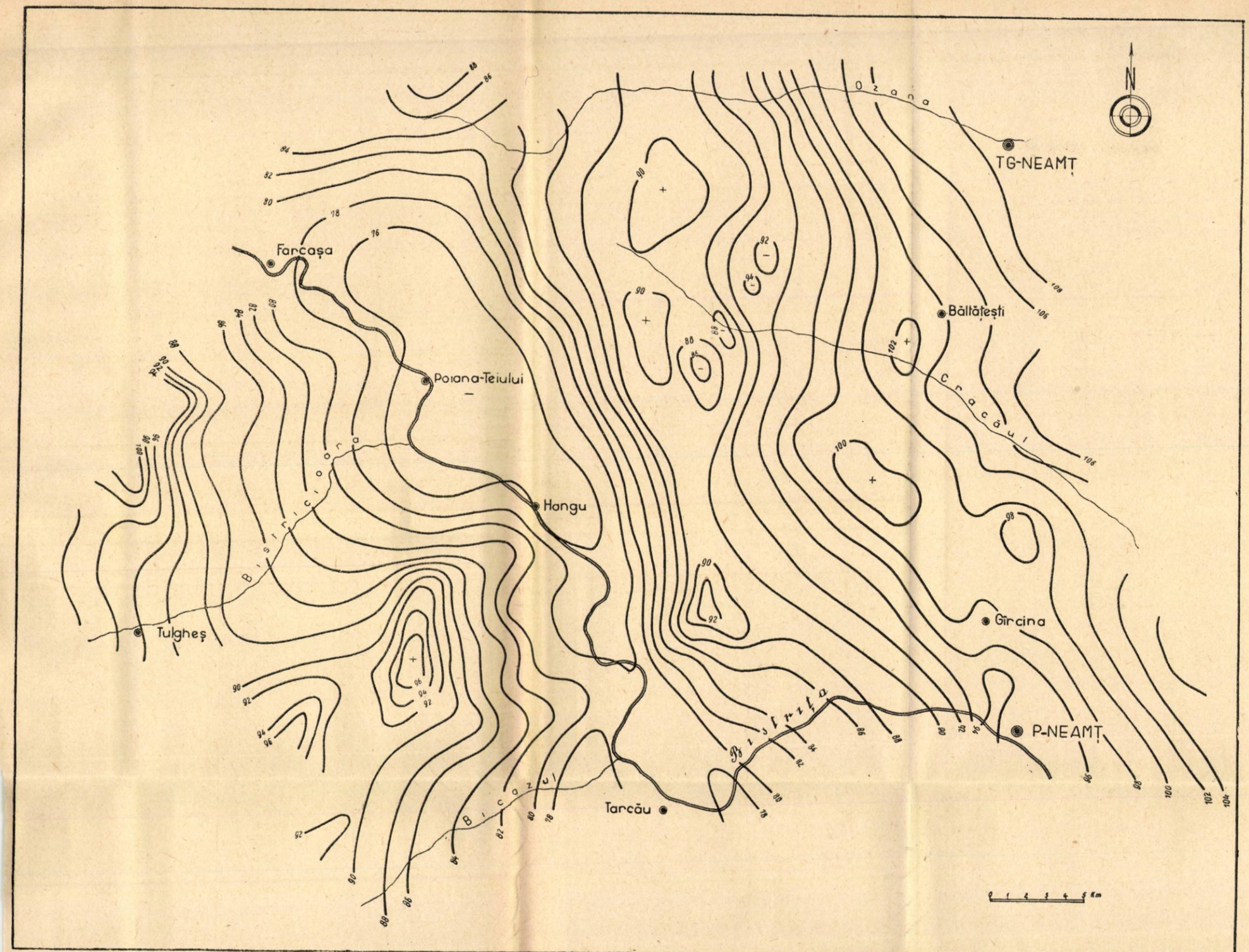
Tectonic, se caracterizează prin succedarea relativ liniștită a unui număr de cute orientate nord-sud. Relațiile unității externe cu unitatea pericarpatică sînt date de linia externă, care are caracterul unei falii cu ușoară încălecare, formată sub influența mișcărilor stiriace noi.

7. *Unitatea pericarpatică* este alcătuită din depozite paleogene de facies extern și o mare întindere de depozite miocene.

Cutarea interioară relevă prezența unui anticlinal major pe direcția Pleșu—Pietricica, în axul căruia apar depozite paleogene, fapt ce atestă legătura de adîncime a structurii cu flișul, care se întinde evident pînă în acest sector. La est, delimitarea unității pericarpatice este dată de linia pericarpatică.

REZULTATE GEOFIZICE

În cele ce urmează vom prezenta pe scurt rezultatele măsurătorilor gravimetrice și magnetice.



c. 4112

Fig. 1. — Harta Bouguer a regiunii Ceahlău — P.-Neamț—Tg.-Neamț ($\sigma = 2{,}20$ g/cm^3).

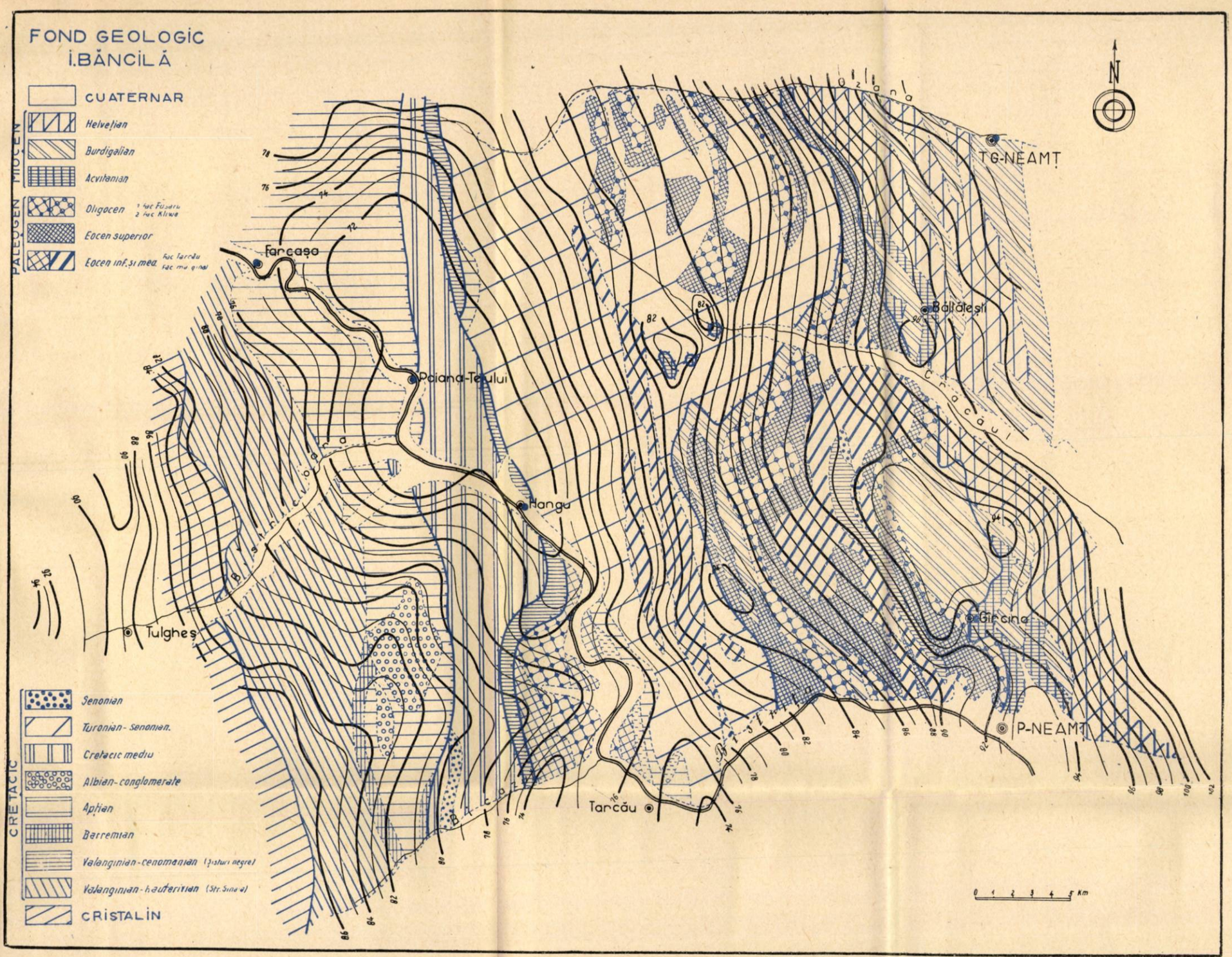
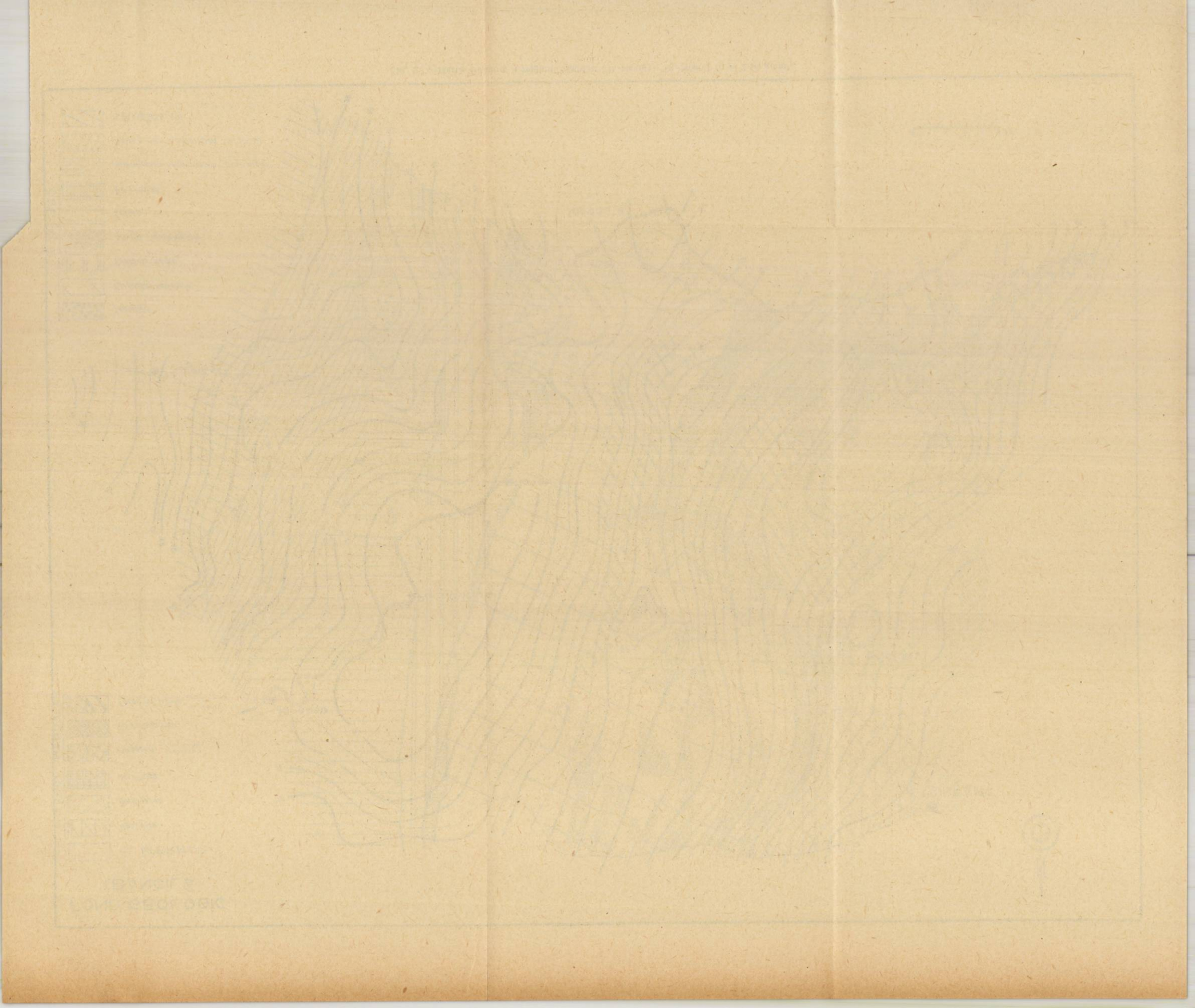


Fig. 2. — Harta Bouguer a regiunii Ceahlău—P.-Neamţ—Tg.-Neamţ ($\sigma = 2{,}40$ g/cm^3).



REZULTATE GRAVIMETRICE

Rezultatele gravimetrice sînt ilustrate de harta anomaliei gravității în reducerea Bouguer calculată cu densitatea $\sigma = 2{,}20$ g/cm³ (fig. 1), și harta anomaliei gravității în reducerea Bouguer calculată cu densitatea $\sigma = 2{,}40$ g/cm² (fig. 2).

1. *Harta Bouguer cu densitatea $\sigma = 2{,}20$ g/cm³* reflectă o legătură evidentă cu masele ce constituie relieful. Într-adevăr harta Bouguer ilustrează două categorii de anomalii, corespunzătoare maselor din profunzime și maselor ce constituie relieful, care contribuie la producerea lor.

Prima categorie înglobează anomaliile gravității, care nu se schimbă esențial o dată cu modificarea stratului intermediar, deoarece se datoresc unor cauze perturbante bine determinate. Nu vom insista asupra descrierii acestor anomalii, deoarece vom reveni asupra lor la prezentarea hărții Bouguer cu densitatea 2,40 g/cm³.

În a doua categorie, se încadrează anomaliile al căror aspect și intensitate se modifică substanțial o dată cu modificarea densității stratului intermediar.

Zona cea mai caracteristică din acest punct de vedere se situează pe Masivul Ceahlău, unde izoliniile conturează o anomalie de maxim aparentă, de circa 6 mgali, ca un efect de subcompensare a maselor ce constituie relieful (conglomerate cu densitatea σ 2,50—2,55 g/cm³).

Anomaliile de acest tip se întîlnesc în toate zonele cu relief accentuat. Ca o trăsătură generală, se constată o scădere a amplitudinii acestor anomalii de la vest spre est, adică în sensul în care densitatea formațiunilor geologice se diminuează.

Datorită acestei categorii parazitare de anomalii, am considerat că o interpolare mai largă la 2 mgali a izoliniilor, va reda o imagine mai puțin deformată a anomaliei gravității.

Avînd în vedere aspectul cartografic perturbat de efectele de relief, nu vom utiliza această hartă pentru interpretarea geologică a rezultatelor gravimetrice.

2. *Harta anomaliei Bouguer ($\sigma = 2{,}40$ g/cm³)*, construită pe bazele specificate anterior, se caracterizează printr-un aspect puternic perturbat, generat de o serie de cauze de profunzime și superficiale.

Harta Bouguer este dominată de o scădere regională a valorilor gravității de la est spre vest, pînă la o linie care ar trece prin localitățile Poiana-Teiului—Hangu [1]). După cum s-a arătat într-o serie de lucrări anterioare (3), (6), regimul de scădere spre vest a valorilor gravității păstrează aceleași caractere de la rîul Siret pînă la linia Poiana-Teiului—Hangu, materializînd trecerea de la Platforma Rusă la geosinclinalul flișului Carpaților Orientali. Imaginea fondului regional de scădere spre vest a gravității este caracterizată de gradientul orizontal mediu, de circa 1,2 mgali/km pe paralela Piatra-Neamț, 1,4 mgali/km pe paralela

[1]) Este vorba de vechiul amplasament al acestor localități, deoarece în momentul executării lucrării și al prezentării ei în schiță actualul lac de acumulare al hidrocentralei Bicaz nu exista.

Mitocul Bălan şi 1,6 mgali/km pe paralela Tg.-Neamţ, în medie 1,4 mgali/km.

Intensităţi de acelaşi ordin de mărime au fost remarcate pe toată întinderea fondului regional al anomaliei gravimetrice, de la marginea de vest a Podişului Moldovei şi din Cîmpia Romînă, în regiunea de trecere de la platformele din faţă, la Carpaţi (6).

Harta Bouguer este dominată de prezenţa anomaliei majore de minim Hangu—Poiana-Teiului, orientată NV—SE. Anomalia nu este complet conturată spre nord, însă din datele furnizate de cercetările mai vechi rezultă că zona de deficit de gravitate se continuă spre nord, pe direcţia Stulpicani—Cîmpulung, constituind — cu grupul de anomalii de minim din acest sector — o singură linie minimală, care poate fi definită ca o linie de minim-minimorum a valorilor gravităţii din Carpaţii Orientali.

Anomalia majoră de minim Hangu—Poiana-Teiului a fost pusă în evidenţă, în anul 1952, de R. Botezatu [1]), însă axul ei, datorită numărului redus de puncte de măsurare, apărea decalat spre vest, pe direcţia Masivelor Tărcăuş şi Ceahlău.

La vest de anomalia majoră de minim, valorile gravităţii cresc din nou. Fondul regional de creştere a valorilor gravităţii este caracterizat de gradientul orizontal mediu, care are valoarea de 1,1 mgali/km pe paralela Bicazul-Ardelean şi 1,3 mgali/km pe paralela Grinţieşul Mare.

Anomalia majoră de minim Hangu — Poiana-Teiului este fragmentată de o tendinţă anomală de maxim, care se dirijează VSV—ENE, pe direcţia pîrîul Bistra — pîrîul Izvorul Muntelui.

Remarcăm că acest relief gravimetric transversal a fost interceptat şi în cercetările noastre anterioare [2]), pe valea Jidanului.

La sud de tendinţa anomală pozitivă menţionată, valorile gravităţii scad din nou, punînd în evidenţă la vest de Bicaz şi în apropierea localităţii Tarcău, două zone anomale de minim, care rămîn nerezolvate spre sud din lipsa măsurătorilor.

În sectorul vestic al hărţii Bouguer, unde măsurătorile gravimetrice au trecut peste masele mai dense ale Carpaţilor Orientali constituite din şisturi cristaline, se remarcă o anomalie de maxim pe Masivul Grinţieş, care reprezintă un efect parazitar de subcompensare a maselor ce constituie relieful.

Studiind sectorul prospectat de la est de anomalia majoră Poiana-Teiului — Hangu, se constată că pe fondul regional, analizat anterior, se grefează o serie de anomalii cu caracter local, generate de contraste de masă superficiale. În această categorie putem îngloba anomaliile locale de minim care se conturează la vest de Mitocul Bălan şi pe valea superioară a pîrîului Pîngăraciorul, a căror amplitudine ar fi de circa 2 mgali.

În sectorul Dumesnic, izoliniile separă o zonă cu aspect cvasistaţionar. Într-o zonă de gradient regional activ, cu regim de scădere spre vest, un aspect cartografic de acest tip reprezintă probabil un contact între două blocuri cu densităţi diferite.

---

[1]) R. Botezatu, *op. cit.*

[2]) M. Visarion, *Cercetări gravimetrice în reg. Ditrău—Tulgheş—Bicaz.* Dări de seamă Com. geol. (sub tipar).

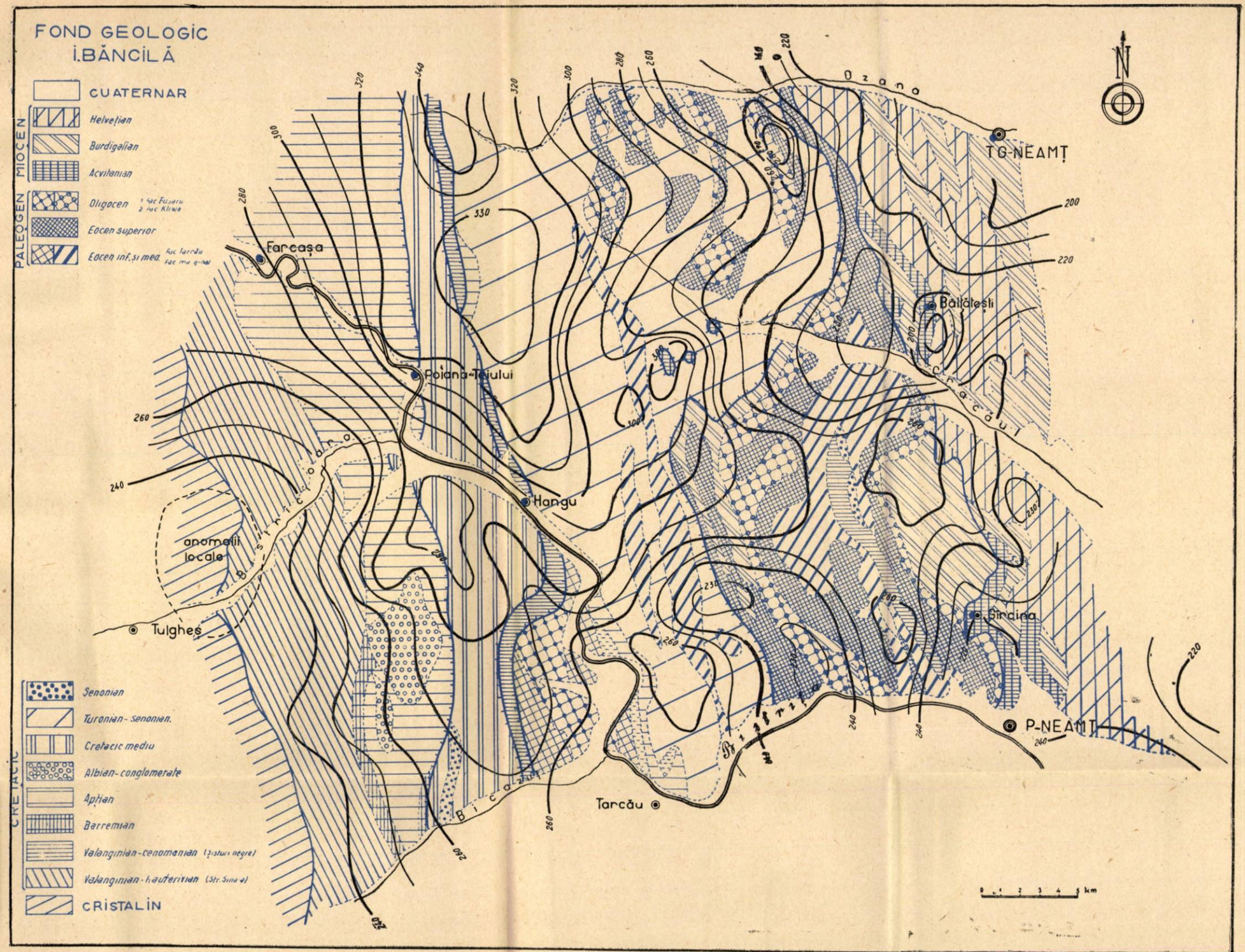
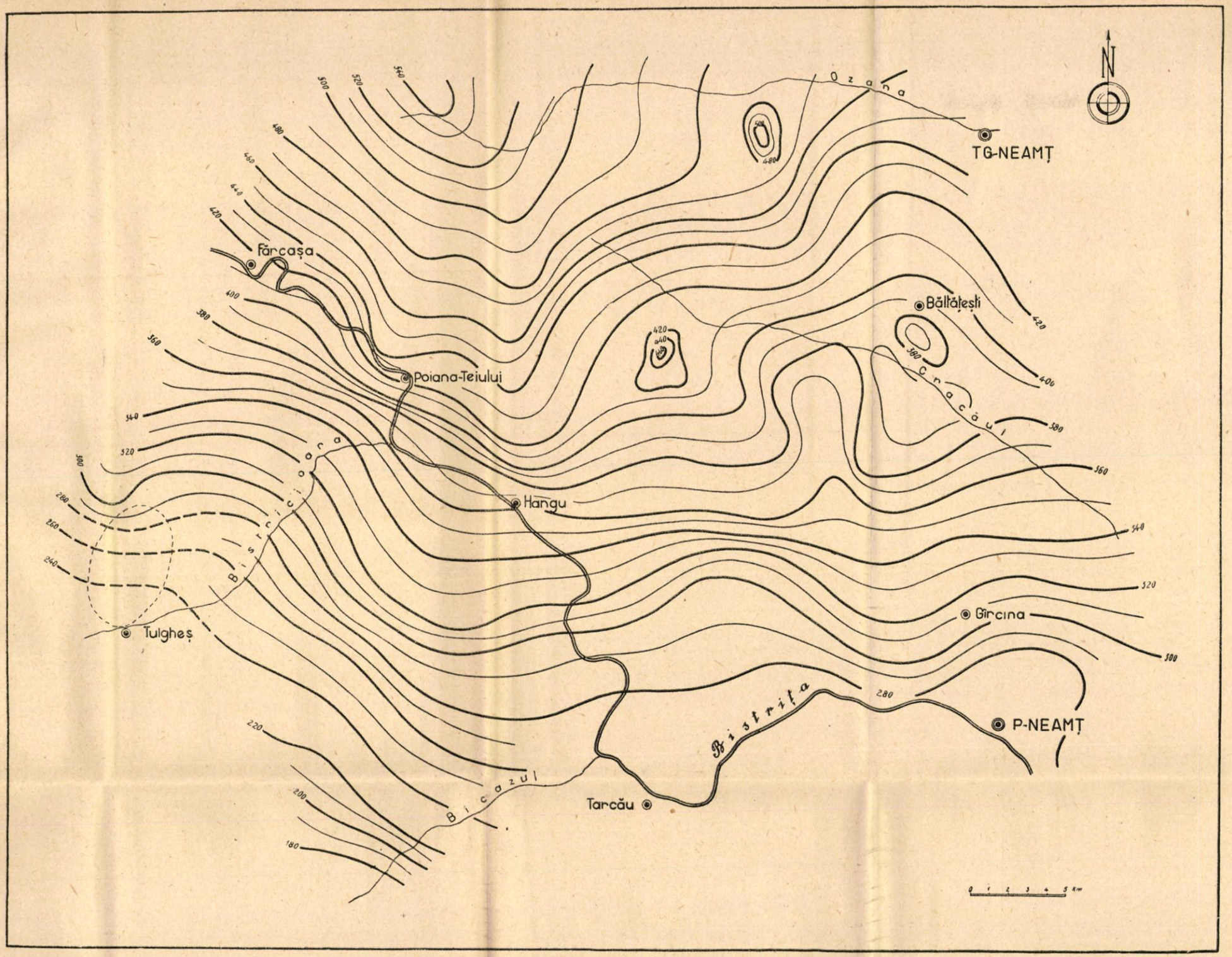


Fig. 4. — Harta anomaliei ΔZ a regiunii Ceahlău—P.-Neamţ—Tg.-Neamţ.



c. 4112

Fig. 3. — Harta componentei verticale ΔZ a regiunii Ceahlău — P.-Neamț — Tg.-Neamț.

La est de meridianul care trece prin Agapia, valorile gravității cresc rapid spre est cu un gradient orizontal mediu de 1,8 mgali/km.

De-a lungul limitei unității externe a flișului cu unitatea pericarpatică, apar o serie de anomalii locale de maxim și minim ale gravității, care se înșiră de-a lungul a două linii de anomalii gravimetrice între Crăcăoani și Piatra-Neamț. Caracterul local al acestor anomalii, precizat de extinderea lor redusă în suprafață și de intensitatea slabă (1 — 3 mgali) sugerează o cauză perturbantă superficială.

Liniile gravimetrice anomale menționate reprezintă cu certitudine prelungirea spre nord a liniilor gravimetrice de același tip, cartate în regiunea Tazlăul-Mare [1]).

REZULTATE MAGNETICE

Rezultatele magnetice sînt ilustrate de harta componentei verticale ΔZ (fig. 3) și harta anomaliei ΔZ (fig. 4).

1. *Harta componentei verticale* ΔZ este dominată de prezența unei anomalii regionale de maxim, al cărui ax se situează pe direcția vest Pluton — Boboteni. Delimitarea anomaliei spre nord și sud este incompletă, evoluția ei pe aceste direcții depășind zonele cercetate pînă în prezent. Anomalia are o lățime foarte mare, pe paralela care trece prin comuna Farcașa atingînd 20—25 km. Flancurile de est și de vest ale anomaliei sînt asimetrice față de axa sa. Gradientul pe flancul vestic este de circa 10 γ/km, în timp ce pe flancul estic panta este mai slabă, înregistrîndu-se gradienți de 4,5—6 γ/km.

În sectorul estic al anomaliei, la vest de localitatea Mitocul Bălan, izodinamele înregistrează o deformație importantă, creînd un culoar în care se conturează o anomalie magnetică pozitivă cu caracter local, independentă de anomalia majoră. Anomalia are o formă aproximativ circulară, intensitatea ei depășind cu circa 30 γ fondul regional.

Unele valori mai scăzute ar indica, eventual, și o zonă anomală negativă adiacentă, dar caracterul dipolar al acestei anomalii nu poate fi precizat la scara regională a măsurătorilor prezentate. O a doua anomalie cu caracter pozitiv local se conturează în apropierea mînăstirii Secu.

Anomalia majoră regională este flancată spre est de o zonă anomală negativă. La Crăcăoani se conturează chiar o anomalie negativă locală, flancată la vest și sud-vest de o anomalie pozitivă. Diferența dintre valorile adiacente de maxim și minim este de circa 25—30 γ.

Spre sud, deși datele nu au putut fi valorificate decît în mică măsură, datorită influențelor parazitare puternice, se pare că împrejurimile orașului Piatra-Neamț s-ar situa pe un relief anomal negativ.

De-a lungul pîrîului Prisăcani, între Poiana-Tulgheș și Masivul Grințieșul Mare, cîmpul geomagnetic este perturbat, înregistrîndu-se variații de 100—200 γ pe distanțe reduse, în legătură cu prezența unor

[1]) M. Visarion, *Cercetări gravimetrice și magnetice în reg. Tazlăul-Mare.* Arhiva Com. geol., 1959 (manuscris).

formațiuni superficiale magnetizate. Din aceste motive, în figura 3 zona respectivă a fost separată printr-un contur punctat, trasîndu-se cu linii întrerupte mersul izodinamelor peste acest sector.

2. *Harta anomaliei* ΔZ a fost obținută din imaginea precedentă prin eliminarea efectului cîmpului geomagnetic normal, cu ajutorul formulelor autohtone stabilite de L. Constantinescu și N. Milea[1]) (5). În acest scop au fost calculate elementele I, H și Z ale cîmpului geomagnetic normal pentru 20 de puncte amplasate astfel, încît să acopere uniform suprafața prospectată. Punctele sînt cuprinse între meridianele 25°45′ și 26°25′ est Gr. și paralele 46°50′—47°20′ latitudine nordică, alcătuind o rețea cu echidistanța de 10′.

În tabloul nr. 1 se redau coordonatele geografice și valorile calculate pentru 10 puncte.

Pe baza valorilor obținute, s-au calculat gradienții de latitudine și longitudine pentru punctele extreme ale respectivelor arce de meridiane și paralele, constatîndu-se imposibilitatea adoptării unor valori unice chiar pentru intervale mai reduse, fapt de altfel remarcat anterior (1). Valoarea gradientului de latitudine crește de la vest spre est (de la 5,9 la 6,2 γ), iar valoarea gradientului de longitudine de la sud spre nord (de la 1,1 la 1,4 γ).

Tabloul nr. 1

Valorile elementelor I, H și Z ale cîmpului geomagnetic normal — pentru 10 puncte de coordonatele specificate

Nr. punctului	λ	φ	$H_{(\gamma)}$	I	$Z_{(\gamma)}$
1	25°45′	46°50′	21 273	63°01′43″	41 802
2	25°45′	47°10′	21 106	63°19′45″	42 018
3	25°55′	46°50′	21 276	63°02′08″	41 821
4	25°55′	47°10′	21 109	63°20′18″	42 041
5	26°05′	46°50′	21 280	63°02′37″	41 843
6	26°05′	47°10′	21 112	63°20′53″	42 064
7	26°15′	46°50′	21 283	63°03′08″	41 865
8	26°15′	47°10′	21 115	63°21′31″	42 090
9	26°25′	46°50′	21 286	63°03′41″	41 887
10	26°25′	47°10′	21 117	63°22′10″	42 114

Valorile gradienților de longitudine și latitudine, obținute în modul descris anterior, ni se par ridicate și ne punem întrebarea dacă nu cumva una sau mai multe din stațiile care au fost luate în considerare la stabilirea formulelor pentru elementele H și I ale cîmpului geomagnetic normal sînt situate în zone anomale de intensitate redusă.

Cu ajutorul valorilor prezentate în tabloul nr. 1, am procedat la reprezentarea cartografică, la scara 1 : 100 000, a componentei verticale a cîmpului geomagnetic normal. Întrucît rețeaua magnetică a fost rapor-

[1]) L. Constantinescu și N. Milea, *Contribuții la studiul cîmpului geomagnetic normal. IV. Distribuția normală a valorilor componentei orizontale magnetice în R.P.R.*, (manuscris), 1955.

tată la o bază arbitrară, și reducerea de cîmp normal s-a făcut în același mod, atribuindu-se izodinamei 41 890 γ valoarea zero.

Anomalia magnetică ΔZ s-a obținut prin diferența dintre valoarea componentei verticale ΔZ și valoarea normală corespunzătoare.

Harta anomaliei ΔZ (fig. 4) localizează mai bine zonele anomale, furnizînd totodată o serie de elemente noi care nu erau precizate pe harta componentei verticale ΔZ.

Imaginea nouă, obținută pentru anomalia magnetică regională, se diferențiază sensibil față de imaginea din harta componentei verticale ΔZ. Axul anomaliei regionale se deplasează spre vest, dirijindu-se pe linia Poiana-Teiului — Hangu.

Gradienții pe cele două flancuri ale anomaliei sînt mai puțin diferențiați (circa 8 γ/km pe flancul vestic și 6,5 γ/km pe flancul estic), păstrînd totuși caracterul asimetric al anomaliei. Este interesant de remarcat evoluția anomaliei ΔZ la sud de paralela Hangu.

În această zonă, harta componentei verticale nu contura zone anomale interesante, cîmpul avînd un aspect slab perturbat.

Harta anomaliei ΔZ rezolvă prelungirea anomaliei magnetice spre sud. Din zona anomală centrală se desprind trei zone anomale pozitive, care se suprapun în limitele unui mic decalaj cu zone anomale gravimetrice de minim. O primă zonă anomală se situează pe direcția Ceahlău — pîrîul Neagra ; deși rămîne nerezolvată spre sud, avînd în vedere lățimea ei (circa 8 km) considerăm că pe această direcție se prelungește spre sud anomalia pozitivă Poiana-Teiului — Hangu.

O a doua tendință anomală pozitivă se dirijează pe direcția Hangu — Tarcău, fiind separată de prima printr-o zonă magnetică depresionară.

O a treia tendință anomală pozitivă se desprinde din anomalia majoră în dreptul localității Hangu și se insinuează spre est, de-a lungul pîrîului Cuejdu.

Anomaliile pozitive de la vest de Mitocul Bălan și din apropierea mînăstirii Secu păstrează aceleași caractere ca și pe harta componentei verticale ΔZ.

Dacă încercăm să facem o corelație între rezultatele magnetice și rezultatele gravimetrice descrise anterior constatăm că marea majoritate a anomaliilor prezintă un relief anomal riguros inversat.

Pe pîrîul Pîngărăciorul se remarcă un sector negativ, delimitat printr-un intrînd adînc NV al izodinamei de 240 γ.

Regimul magnetic din sectorul estic al hărții ΔZ ilustrează o serie de zone anomale pozitive și negative, care au și un corespondent gravimetric. Cartografic, se remarcă o serie de asocieri de anomalii negative cu anomalii pozitive. Se pot separa trei grupe de anomalii situate în sectoarele Crăcăoani, Almaș și Piatra-Neamț, la limita unității externe a flișului cu unitatea pericarpatică.

Pentru transpunerea în termeni geologici a rezultatelor geofizice, vom utiliza harta Bouguer calculată cu densitatea 2,40 g/cm^3 (fig. 2) și harta anomaliei ΔZ (fig. 4).

CONTRASTE DE DENSITATE ŞI INTENSITATE DE MAGNETIZARE

Determinările de densitate prin profile gravimetrice au condus la concluzia inexistenței unor contraste de densitate marcante între diversele formațiuni sedimentare. Între depozitele cretacice inferioare și medii și depozitele paleogene se poate estima un contrast de densitate de 0,1 g/cm^3.

În unitățile de la exteriorul lanțului carpatic, unde substratul este constituit din depozite miocene cu sare, există contraste de densitate mai pregnante (0,1—0,20 g/cm^3) între depozitele paleogene și depozitele miocene.

Bazați pe aceste considerente am ajuns la concluzia că ponderea principală în producerea anomaliei gravității din Carpații Orientali este dată de contrastul de densitate dintre fundament și cuvertura de roci sedimentare.

Asupra intensității de magnetizare a diverselor formațiuni geologice nu posedăm date. Dintr-o convorbire purtată cu Costa Foru a reieșit că depozitele flișului sînt în general foarte slab magnetizate.

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A REZULTATELOR GEOFIZICE

Înainte de a atribui o cauză geologică anomaliilor gravității descrise anterior, vom încerca să precizăm o serie de idei care se desprind din cercetările gravimetrice executate pînă în prezent în zona crestelor înalte din sectorul nordic al Carpaților Orientali.

Sectorul nordic al Carpaților Orientali se caracterizează prin prezența a două axe majore de simetrie, una de minim — care se dirijează la est de zona crestelor înalte — și a doua de maxim, paralelă cu prima, care traversează formațiuni geologice diferite.

Caracterul bipolar al anomaliei, precum și faptul că linia de minim nu se plasează pe direcția crestelor înalte demonstrează că ar fi o greșeală să extrapolăm, pentru Carpații Orientali, ipotezele interpretative emise pentru explicarea deficitelor de gravitate din alte catene muntoase.

În Alpi, deficitul de gravitate coincide cu regiunea de maximă altitudine și cu zona structurală axială, fapt care a îndreptățit pe M. H. P. Bott (4) să considere că această zonă stă pe o largă masă granitică, care contribuie la îngroșarea scoarței.

Dacă cercetăm rezultatele obținute de-a lungul unui profil gravimetric între Oceanul Pacific și Sierra Nevada constatăm că deficitul de gravitate, produs de o serie sedimentară, cu o grosime de peste 6 km, care acumulează depozite cu densitate diminuată, este cu totul minor față de deficitul de gravitate din zona muntoasă.

Am făcut această scurtă paranteză, cu scopul de a arăta că, în cele mai multe catene muntoase, anomaliile regionale de minim se situează pe zona structurală axială. În Carpații Orientali, zona de deficit de gravitate are o poziție exterioară lanțului muntos și de aceea la stadiul actual al cercetărilor, trebuie să admitem că anomalia de minim din Carpații Orientali reprezintă efectul a două categorii de cauze perturbatoare : o cauză super-

ficială datorată maselor puţin dense, acumulate în geosinclinalul flişului, şi o cauză de profunzime, materializată de relieful contactului Sial — Sima.

Anomalia izostatică Airy din R.P.R., calculată pentru T = 30 km (11), prezintă asemănări cu harta Bouguer, cu deosebirea că intensitatea anomaliei scade pe paralela Ceahlăului cu circa 65%. De aici rezultă că circa 35% din anomalia Bouguer cartată trebuie atribuită unor cauze superficiale.

Aplicînd hărţii izostatice reducerea geologică şi eliminînd anomalia regională de + 40 mgali am ajuns la concluzia că anomaliile izostatice se anulează aproape complet. Calculele au fost efectuate pe un profil transversal peste Carpaţii Orientali, la paralela Ceahlăului admiţînd o grosime a depozitelor flişului de circa 5 000 m. În termeni geologici, considerăm într-o primă aproximaţie că grosimea depozitelor flişului este maximă în zona deficitului de gravitate, zonă în care se îngrămădesc diversele pînze din Carpaţii Orientali. S-a admis că şi unitatea centrală carpatică încalecă peste flişul vest intern, dar din studiul efectuat a rezultat că fenomenul nu este de mare anvergură. Apare evident pentru ce nu putem fi de acord cu interpretările date de D. M. P r e d a (10) şi F. O l t e a n u (9), citarea deficitului de gravitate de la Ceahlău avînd drept scop numai de a da o bază fizică unor ipoteze geologice mai mult sau mai puţin plauzibile.

Diferenţa de circa 50 mgli (circa 65% din valoarea anomaliei) trebuie atribuită unei cauze mai profunde. Considerăm cauzele profunde ca fiind datorate stratului granitic de sub catena muntoasă şi îngroşării scoarţei. Este binecunoscută în prezent existenţa anomaliilor Bouguer negative, generate de contrastul de densitate direct dintre rocile metamorfice şi granitul propriu-zis, estimat la 0,05—0,20 g/cm^3. În afară de aceasta, granitele post-tectonice, sînt caracteristice pentru zonele cutate orogenice şi prezenţa lor este probabilă cu toate rarele deschideri în suprafaţă. În această ipoteză, s-ar putea explica de ce anomalia Bouguer apare uneori ceva mai la vest de zona de îngroşare maximă a depozitelor sedimentare, ea rezultînd din cumularea celor două efecte amintite, din care efectul superficial este destul de important în sectorul nordic al Carpaţilor Orientali (fig. 5).

Este interesant de remarcat că în sectorul studiat deficitul de gravitate este conjugat cu o anomalie magnetică pozitivă. Deoarece anomalia nu a fost cartată decît parţial, nu încercăm să o interpretăm în termeni geologici.

Ţinem să precizăm numai că pe zona de maximă îngroşare a depozitelor în facies de fliş se insinuează o anomalie magnetică pozitivă majoră.

Anomalia de minim a gravităţii Hangu — Poiana-Teiului este fragmentată de o tendinţă de maxim orientată transversal, care trebuie pusă în legătură cu o ridicare a fundamentului. Este interesant de remarcat că tendinţa anomală de maxim se situează tocmai în zona de dispariţie a flişului median de la Buhalniţa. Datele gravimetrice par a confirma ipoteza emisă de I. B ă n c i l ă (2), în virtutea căreia flişul median s-ar continua spre nord pe sub şisturile negre. Harta anomaliei ΔZ nu pune în evidenţă un aspect similar, fapt care dovedeşte slaba intensitate de magnetizare a

formațiunilor ce constituie fundamentul, trădînd eventual natura petrografică a acestuia (șisturi cristaline).

Pe aria unității medio-marginale, izogamele au în general un mers paralel cu linia medio-marginală. În timp ce în jumătatea sudică a hărții Bouguer se remarcă un gradient mai accentuat, sectorul nordic se caracte-

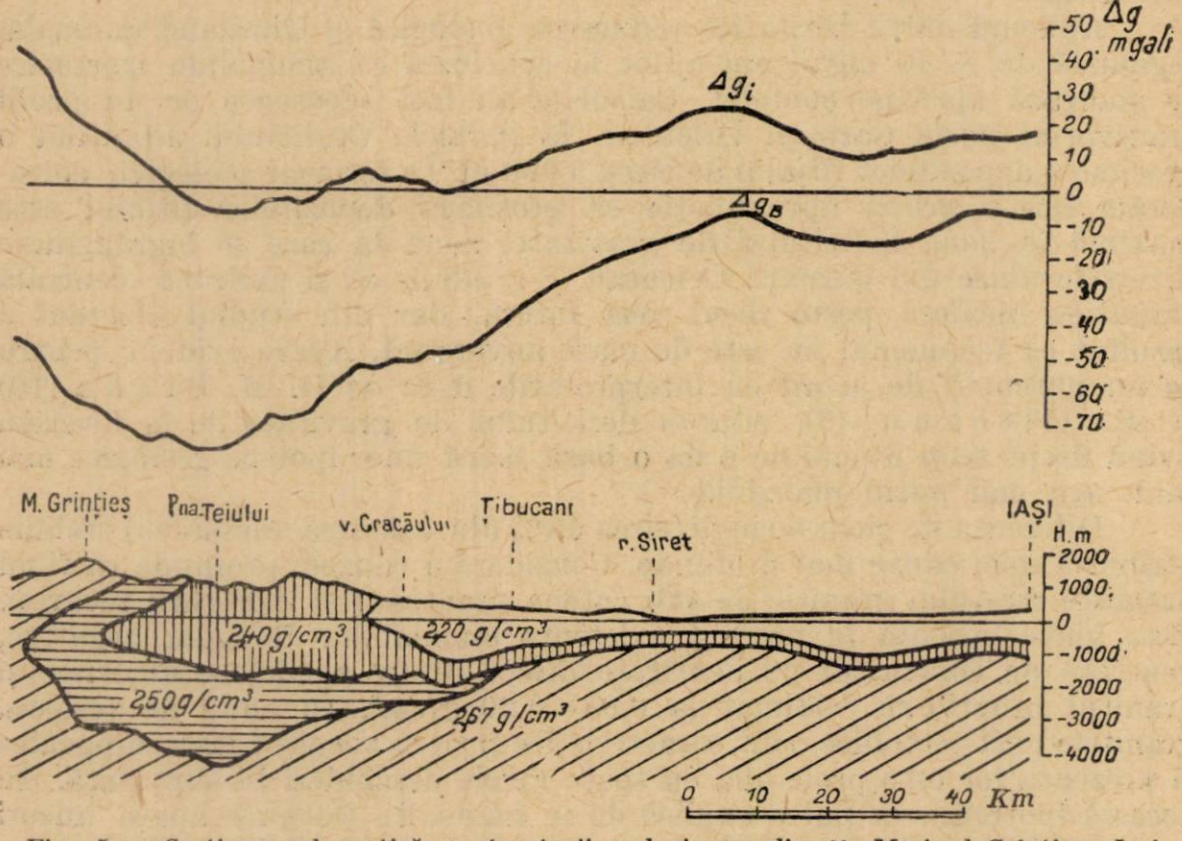


Fig. 5. — Secțiune schematică a structurii geologice pe direcția Masivul Grințieș—Iași, determinată pe baza anomaliei izostatice.

rizează printr-o creștere mai lentă a valorilor gravității spre est. Acest aspect sugerează poziția diferită a celor două compartimente, compartimentul nordic fiind mai coborît. Cercetările noastre au dovedit capacitatea metodelor utilizate pentru detectarea ferestrelor tectonice. Cu toate că ferestrele tectonice de pe valea Cracăului, puse în evidență de T h. J o j a (7), sînt puțin extinse în suprafață, datorită contrastului de densitate și intensitate de magnetizare dintre depozitele miocene constituite din marne vinete cu sărături și depozitele adiacente constituite din strate cu inocerami, ele apar sub forma unor anomalii locale intense atît pe harta Bouguer, cît și pe harta anomaliei ΔZ. Intensitatea anomaliilor gravimetrice pledează în favoarea existenței unor masive de sare în imediata apropiere a suprafeței.

În zona ferestrei Dumesnic, se constată o zonă de valori gravimetrice cvasistaționare, care sugerează existența unei trepte care ar avea drept efect ridicarea autohtonului pînă la suprafață. Această interpretare poate

părea hazardată, dar în condițiile unui fundament dens care se scufundă spre vest, efectul unei trepte cu flancul estic coborît este reprezentat de un maxim conjugat cu un minim (3), sau în anumite cazuri (pentru un anumit unghi de cădere a fundamentului), anomalia se poate reduce la o plajă de valori staționare.

Unitatea externă a flișului se caracterizează printr-o dezvoltare inegală în suprafață. Dacă în sectorul nordic, lățimea unității este de circa 1—1,5 km, la sud de paralela Crăcăoani ea ia o largă dezvoltare în suprafață, căpătînd caracterul unei semiferestre. Acest fapt este reliefat și de harta Bouguer, care în sectorul nordic indică un fascicul de izogame, dese și paralele, iar în sectorul sudic o variație mai lentă cu conturarea unor anomalii cu caracter local.

Pe valea superioară a pîrîului Pîngărăciorul se conturează o anomalie gravimetrică de minim, conjugată cu o anomalie magnetică minimală largă, într-o zonă în care aflorează depozitele burdigaliene. Nu este exclus ca grosimea acestor depozite să fie redusă, iar sub ele să se găsească formațiunea saliferă, capabilă să genereze anomalii de acest tip.

Între valea Cuejdului și valea Almașului, se dezvoltă o largă anomalie gravimetrică de maxim conjugată cu o anomalie magnetică de același semn, care învăluie aria de dezvoltare a depozitelor burdigaliene în facies conglomeratic.

La limita unității externe a flișului cu unitatea pericarpatică apar o serie de perturbații locale atît pe harta anomaliei gravității, cît și pe harta anomaliei ΔZ, care se înșiră de-a lungul a două linii de anomalii una de maxim și alta de minim, între Piatra-Neamț și Crăcăoani.

Considerăm, în concordanță cu o interpretare anterioară (3), că anomalia gravității și anomalia ΔZ s-ar datora contrastului de densitate și intensitate de magnetizare dintre depozitele paleogene și cele miocene, care vin în contact de front de-a lungul liniei externe. Contrastul de densitate a fost estimat la 0,1 g/cm^3. În zonele unde sarea ocupă volume importante, contrastul de densitate se mărește și, implicit, intensitatea anomaliilor crește. În această ipoteză, anomaliile de minim de la Piatra-Neamț, Gîrcina, Almaș și Bălțătești, au fost interpretate în legătură cu prezența unor masive de sare în apropierea suprafeței.

CONCLUZII

1. Cercetările gravimetrice executate în regiunea Ceahlău — Piatra-Neamț au individualizat o zonă de deficit de gravitate la est de aria de dezvoltare a unității centrale carpatice, care a fost urmărită între Pluton și Bicaz.

2. Zona de deficit de gravitate reprezintă efectul cumulat a două categorii de cauze perturbatoare : o cauză superficială, datorită maselor cu densitate diminuată acumulate în geosinclinalul flișului, și o cauză de profunzime materializată de îngroșarea scoarței și ridicarea maselor granitice.

3. Zonei de deficit de gravitate îi corespunde o anomalie magnetică de maximum, cu aspect cartografic similar, care se amplasează pe zona de maximă îngroşare a depozitelor în facies de fliş.

4. Zona de deficit de gravitate este fragmentată pe direcţia pîrîul Bistra — pîrîul Izvorul Muntelui de o tendinţă de maxim, care corespunde unei ridicări a fundamentului, în zona de dispariţie a flişului median de la Buhalniţa.

5. Anomaliile locale, conturate pe valea Cracăului, au dovedit capacitatea metodelor utilizate pentru detectarea ferestrelor tectonice, în cazul cînd există proprietăţi fizice contrastante între depozitele care constituie pînza şi autohtonul.

6. Anomalia gravimetrică şi magnetică de maxim, dintre pîrîul Cuejdu şi pîrîul Almaş, conturează aria de dezvoltare a depozitelor burdigaliene în facies conglomeratic.

7. Anomaliile cu caracter local care se conturează între Piatra-Neamţ şi Crăcăoani, la limita unităţii externe a flişului cu unitatea pericarpatică, sînt generate de contrastul de densitate şi intensitate de magnetizare dintre depozitele paleogene şi depozitele miocene cu sare, care vin în contact de-a lungul liniei externe.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КАРТЫ РАЙОНА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ, РАСПОЛОЖЕННОГО К ВОСТОКУ И ЗАПАДУ ОТ ГОРНОГО МАССИВА ЧАХЛЭУ

РЕЗЮМЕ

Приводятся результаты гравиметрического и магнитных исследований, проведенных автором в районе Восточных Карпат, к востоку и западу от горного массива Чахлэу.

Карта аномалии силы тяжести составлена стандартным методом, с плотностью промежуточного слоя принятой равной 2,4 г/см^3.

Карта аномалии ΔZ составлена путем редукции эффекта нормального поля, расчитанной на основании местных формул.

Геофизические результаты нанесены на картах Буге (табл. I и II) и магнитных картах (табл. III и IV). Из рассмотрения карт можно сделать следующие важнейшие заключения:

1. На карте аномалии Буге выделяется дефицит силы тяжести на площади, заключенной между населенными пунктами Пояна Тейулуй и Хангу, вероятно являющийся эффектом возмущающих причин двух категорий: причин поверхностного характера, вызванных наличием масс пониженной плотности, скопившихся на площади флишевой геосинклинали и причин глубинного характера, а именно утолщением коры и поднятием гранитных масс. С зоной дефицита силы тяжести совпадает магнитная аномалия максимальных значений.

2. Местные аномалии, оконтуренные по долине Кракэу подтверждают эффективность примененных методов исследования с целью выявления тектонических окон, в случае покровных отложений и автохтона с различными физическими свойствами.

3. Гравиметрические и магнитные аномалии, оконтуренные между г. Пьятра Нямц и с. Крэкэоани, на границе внешней зоны флиша и прикарпатской структуры, вызваны разницей между плотностью пород, а также и интенсивностью намагниченности палеогенновых и миоценовых соленосных отложений, приходящих в контакт по линии внешней границы.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Карта Буге района Чахлэу — Пьятра Нямц — Тыргу Нямц ($\sigma = 2{,}20$ г/см^3).

Рис. 2. — Карта Буге района Чахлэу — Пьятра Нямц — Тыргу Нямц ($\sigma = 240$ г/см^3).

Рис. 3. — Карта вертикальной составляющей ΔZ района Чахлэу — Пьятра Нямц — Тыргу Нямц.

Рис. 4. — Карта аномалии ΔZ района Чахлэу — Пьятра Нямц — Тыргу Нямц.

Рис. 5. — Схематический разрез геологической структуры по линии массив Гринциеш — Яссы, составленный на основании изостатической аномалии.

IMAGES GÉOPHYSIQUES DE LA RÉGION DES CARPATES ORIENTALES, À L'EST ET À L'OUEST DU MASSIF DU CEAHLĂU

RÉSUMÉ

Dans cette étude, l'auteur présente les résultats des recherches gravimétriques et magnétiques entreprises dans la région des Carpates orientales, à l'est et à l'ouest du massif du Ceahlău.

L'image de l'anomalie de la pesanteur est calculée par le procédé standard, en admettant pour la couche intermédiaire une densité de 2,4 g/cm^3.

L'image de l'anomalie ΔZ est établie sur la base de la réduction de l'effet de champ normal, calculée à l'aide des formules autochtones.

Les résultats géophysiques sont illustrés par les cartes de Bouguer (pl. I et II) et par les cartes magnétiques (pl. III et IV). L'étude de ces cartes permet de tirer quelques conclusions intéressantes :

1. La carte de l'anomalie de Bouguer relève une zone de déficit de pesanteur, entre Poiana-Teiului et Hangu, ce qui représente probablement l'effet de deux catégories de causes perturbantes : une cause superficielle, due aux masses d'une densité réduite, accumulées dans le géosynclinal du Flysch, et une cause située en profondeur, se traduisant par l'épaissis-

sement de l'écorce, ainsi que par le soulèvement des masses granitiques. A cette zone de déficit de pesanteur correspond une anomalie magnétique maximale, présentant un aspect cartographique similaire.

2. Les anomalies locales, ébauchées dans la vallée de Cracău, ont démontré que les méthodes utilisées sont adéquates à la détection des fenêtres tectoniques, au cas où les propriétés physiques des dépôts qui constituent la nappe contrastent avec celles de l'autochtone.

3. Les anomalies gravimétriques et magnétiques qui apparaissent entre Piatra-Neamț et Crăcăoani, à la limite entre l'unité externe du Flysch et l'unité péricarpatique, sont engendrées par le contraste de densité et d'intensité d'aimantation, entre les dépôts paléogènes et les dépôts miocènes à sel, qui viennent en contact de front, le long de la ligne externe.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte de Bouguer de la région Ceahlău—Piatra-Neamț—Tg.-Neamț ($\sigma = 2{,}20$ g/cm^3).

Fig. 2. — Carte de Bouguer de la région Ceahlău—Piatra-Neamț—Tg.-Neamț ($\sigma = 2{,}40$ g/cm^3).

Fig. 3. — Carte de la composante verticale ΔZ de la région Ceahlău—Piatra-Neamț—Tg.-Neamț.

Fig. 4. — Carte de l'anomalie ΔZ de la région Ceahlău—Piatra-Neamț—Tg.-Neamț.

Fig. 5. — Section schématique de la structure géologique, dans la direction du massif Grinţieș—Jassy, déterminée en raison de l'anomalie isostatique.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt., *Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei.* Stud. și cercet. geol., t. IV, nr. 1, 1959, p. 127.
2. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali.* Ed. științifică, București, 1958.
3. Botezatu R. și Dumitru St., *Efectul gravimetric al limitei externe a Flișului în Moldova de nord.* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, t. II, nr. 2, 1957, p. 369.
4. Bott M. H. P., *Interpretation of the gravity field of the Eastern Alps.* Geological Magazine, 1954, t. XCI, nr. 5, p. 377.
5. Constantinescu L. și Milea N., *Contribuții la studiul cîmpului geomagnetic normal. III. Distribuția normală a valorilor înclinației magnetice în R.P.R.* Stud. și cercet. fiz., t. VI, nr. 3, 1955, p. 451.
6. Gavăt I., *Notă asupra lucrării „Efectul gravimetric al limitei externe a Flișului în Moldova de nord".* Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, t. II, nr. 2, 1957, p. 377.
7. Joja Th., *Structura geologică a Flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru.* Dări de seamă, Com. geol. Rom., 1955, vol. 39 (1951—1952).
8. Muratov și Maslakova I. N., *Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaților Orientali.* Anal. rom.-sov., seria geologie și geografie, 1953, nr. 3, p. 5.
9. Olteanu F., *Depresiunea subcarpatică între Ozana (Pîrîul Neamțului) și Buzău.* An. Com. geol. Rom., 1958, t. 31, p. 377.

10. Preda D. M., *Poziţia tectonică a Orogenului hercinic-chimeric din Dobrogea de Nord în cadrul geologic structural regional.* Anal. rom.-sov., seria geologie şi geografie, 1959, t. 2, p. 23.

11. Socolescu M., Bişir D., Popovici D. şi Visarion M., *Corecţii izostatice în R.P.R.* Stud. şi cercet. fiz., t. 5, nr. 1—2, 1954, p. 91.

12. Socolescu M., Bişir D., Georgescu M., Popovici D. şi Visarion M., *Determinarea anomaliilor reziduale din datele măsurătorilor gravimetrice.* Stud. şi cercet. fiz., t. 9, nr. 1, 1958, p. 115.

13. Vechia O., *Sui principali caratteri strutturali dell'Italia settentrionale dedotti dalle misure gravimetriche.* Rivista di Geofisica applicata, 1952, an. XIII, nr. 1.

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul V 1960

INDEX ALFABETIC

	Nr.	Pag.
AIRINEI ŞTEFAN, Magnetizări normale şi inverse în regiunea vulcanului andezitic Uroiu (regiunea Hunedoara)	1	169
AIRINEI ŞTEFAN şi ROMANESCU DRAGOMIR, Efectul micromagnetic al unor aluviuni din regiunea de est a Masivului Poiana Ruscăi	2	361
AIRINEI ŞTEFAN, Studii asupra efectului gravimetric de la limita externă a flişului cretacic din Muntenia orientală (dintre văile Prahova şi Teleajen—Drajna)	3	547
BARBU ALEXANDRINA, Studiul structural petrologic al feldspaţilor din roci magmatice	4	711
BĂNCILĂ I. şi PAPIU V. CORVIN, Asupra caracterelor litologice ale stratelor de Straja de la gura văii Stejarului (Bicaz)	3	419
BORCOŞ MIRCEA, Contribuţii la studiul zeoliţilor. Magneziolaumontitul de la Musariu	4	739
CHIRIAC MIRCEA, Asupra unor noi iviri de tortonian în Dobrogea de sud	1	39
CHIRIAC MIRCEA, Reprezentanţi ai familiei *Turrilitidae* Meek, 1876 în cretacicul din Dobrogea de sud	3	449
CIOFLICA GRAŢIAN, Contribuţii la cunoaşterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaţei (Munţii Drocea)	3	509
CIOFLICA G. şi SAVU H., Noi contribuţii la cunoaşterea posibilităţilor de formare ale titanomagnetitelor din Munţii Drocea	4	693
CODARCEA AL., RĂILEANU GR. şi NĂSTĂSEANU S., Carboniferul inferior de pe valea Idegului (Vîrsta calcarelor de Ideg)	3	407
CODARCEA AL. şi RĂILEANU GR., Mezozoicul din Carpaţii Meridionali	4	591
CONEA ANA şi POPOVĂŢ ANGELA, Solurile teraselor Oltului dintre Carpaţii Meridionali şi Dunăre (Studiu pedo-geografic)	3	573
DRAGOŞ V., Asupra prezenţei formei *Purpuroidea carpathica* Zittel în Subcarpaţii din R.P.R.	3	475
GIUŞCĂ DAN, Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia-Mare	3	499
LITEANU EMIL şi SCHOVERTH ECATERINA, Observaţii asupra genului *Horiodacna* Sabba	1	63
LITEANU EMIL, Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depresiunea Valahă	2	343
LITEANU E. şi BANDRABUR T., Cercetări hidrogeologice asupra apelor freatice din bazinul inferior al Argeşului	3	475
LITEANU E. şi BANDRABUR T., Cercetări geologice în regiunea dunăreană dintre rîul Argeş şi valea Mostiştei	4	655

	Nr.	Pag.
LUPU DENISA şi LUPU M., Contribuţii la cunoaşterea faunei de rudişti din senonianul Munţilor Apuseni	4	627
MANILICI V., Cercetări geochimice în aria eruptivului neogen din Carpaţii Orientali	4	683
MOISESCU VICTOR, Contribuţii la studiul hippuriţilor senonieni din regiunea Hăşdate—Stolna (bazinul Iarei—Munţii Apuseni)	1	101
MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR. şi MOTAŞ I. C., Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.	2	219
PAPIU VICTOR CORVIN, Asupra originii mineralizaţiei apelor termale de la Băile-Herculane	1	135
PAUCĂ M. şi PATRULIUS D., Contribuţii la studiul paleontologic al depozitelor albiene de la Giurgiu (valea Dunării)	1	85
POPA ELENA, Asupra prezenţei unor gresii glauconitice cu pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare (NE de Schiuleşti)	2	325
RĂDULESCU DAN, Cercetări mineralogice în zăcămîntul de săruri de potasiu şi magneziu de la Tg.-Ocna—Găleanu	3	519
RĂILEANU GR. şi NĂSTĂSEANU AURELIA, Contribuţii la cunoaşterea faunei de ammoniţi din jurasicul superior de la Svinița (Banat)	1	7
RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M. şi DRAGU V., Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania şi bazinul Petroşani	2	265
STOENESCU SCARLAT, Asupra semnificaţiei unor raporturi gravimetrice majore în sudul bazinului Transilvaniei	3	539
SZÖKE AMALIA, Studiu asupra plagioclazilor în masivul subvulcanic de la Toroiaga, Baia-Borşa	1	149
TĂTĂRÎM NIŢA, Asupra corelării depozitelor eocene marine din nord-vestul bazinului Transilvaniei cu bazinele clasice	2	251
TOCORJESCU MARIA, Consideraţii micropaleontologice asupra limitei cretacic-eocene	2	277
VANCEA A. şi UNGUREANU LARISA, Asupra corelării depozitelor mio-pliocene din bazinul Transilvaniei pe bază de microfaună	4	613
VINOGRADOV C., Limita cretacic-paleogen în bazinul văii Prahova	2	299
VISARION MARIUS şi ANDREI JUSTIN, Noi date geofizice asupra zonei centrale a Depresiunii Haţeg	1	197
VISARION MARIUS, Contribuţii la determinarea gradientului vertical al gravităţii cu gravimetrul static	2	383
VISARION MARIUS, Imagini geofizice din regiunea Carpaţilor Orientali de la est şi vest de Masivul Ceahlău	4	757
VÎLCEANU P., Contribuţii la cunoaşterea geologică a regiunii Codlea	1	119

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том V 1960

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

	№	Стр.
АИРИНЕЙ ШТЕФАН, Нормальная и обратная намагниченность в районе андезитового вулкана Урою (Хунедоарская область)	1	169
АИРИНЕЙ ШТЕФАН и РОМАНЕСКУ ДРАГОМИР, Микромагнитные эффекты наносов восточной части горного массива Пояна Рускэй	2	361
АИРИНЕЙ ШТЕФАН, Изучение гравиметрического эффекта на внешней границе мелового флиша восточной Мунтении (на участке между долиной Праховы и Теляжена-Дражны)	3	547
БАРБУ АЛЕКСАНДРИНА, Структурно-петрологическое исследование полевых шпатов магматических пород	4	711
БОРКОШ МИРЧА, К изучению цеолитов. Магнезиоломонтит месторождения Мусариу	4	739
БЭНЧИЛЭ И. и КОРВИН В. ПАПИУ, О литологическом характере слоев стража у устья долины Стежарулуй (Биказ)	3	419
ВАНЧА А. и УНГУРЯНУ ЛАРИСА, О корреляции мио-плиоценовых отложений Трансильванского бассейна на основе микрофауны	4	613
ВИНОГРАДОВ К., Граница мел-палеоген в бассейне долины Прахова	2	299
ВИСАРИОН МАРИУС и АНДРЕЙ ЮСТИН, Новые геофизические данные о центральной зоне Хацегской впадины	1	197
ВИСАРИОН М., Определение вертикального градиента силы тяжести при помощи статистических гравиметров	2	383
ВИСАРИОН МАРИУС, Геофизические карты района Восточных Карпат, расположенного к востоку и западу от горного массива Чахлэу	4	757
ВЫЛЧАНУ П., К изучению геологии района Кодля	1	119
ДЖУШКЭ ДАН, Адуляризация изверженных пород района Бая Маре	3	499
ДРАГОШ В., О присутствии формы Purpuroidea carpathica Zittel в субкарпатской зоне РНР	3	435
КИРИЯК МИРЧА, О новых обнажениях тортона в Южной Добрудже	1	39
КИРИЯК МИРЧА, Представители семейства Turrilitidae Meek, 1876 в меловом южной Добруджи	3	449
КОДАРЧА А., РЭЙЛЯНУ Г. и НЭСТЭСЯНУ С., Отложения карбона долины Идега (Возраст идегских известняков)	3	407
КОДАРЧА А. и РЭЙЛЯНУ Е., Мезозой Южных Карпат	4	591
КОНЯ АНА и АНДЖЕЛА ПОПОВЭЦ, Почвы террас Олта на отрезке между южными Карпатами и Дунаем (педолого-географическое исследование)	3	573

	№	Стр.
ЛИТЯНУ ЭМИЛЬ и ШОВЕРТ ЕКАТЕРИНА, Некоторые замечания о роде Horiodacna Sabba	1	63
ЛИТЯНУ ЭМИЛЬ, О верхней границе третичного в Валашской впадине	2	343
ЛИТЯНУ Э. и БАНДРАБУР Т., Гидрогеологические исследования грунтовых вод нижнего бассейна р. Арджеш	3	475
ЛИТЯНУ Э. и БАНДРАБУР Т., Геологические исследования в Придунайской зоне между рекой Арджеш и долиной Молтиште	4	655
ЛУПУ ДЕНИСА и ЛУПУ М., К изучению фауны рудистов синонских отложений Западных гор	4	627
МАНИЛИЧ В., Геохимические исследования на площади распространения неогеновых изверженных пород Восточных Карпат	4	683
МОЙСЕСКУ ВИКТОР, К изучению сенонских Hippurites, обнаруженных в районе Хэшдате-Стольна (бассейн Яры-Западные горы)	1	101
МУРДЖАНУ Г., САУЛЯ Е., ПОПЕСКУ Г. и МОТАШ И. К., Актуальная стадия вопроса стратиграфии третичного в Румынской Народной Республике	2	219
ПАПИУ ВИКТОР КОРВИН, О происхождении минерализации термальных вод курорта Бэиле Геркулане	1	135
ПАУКЭ М. и ПАТРУЛИУС Д., К палеонтологическому изучению альбских отложений в районе Джурджиу (Дунайская долина)	1	85
ПОПА ЕЛЕНА, О находке глауконитовых песчаников с Pecten в слоях Корну по долине Валя Маре (к северу-востоку от Скиулешть)	2	325
РЭДУЛЕСКУ ДАН, Минералогическое исследование калиевых и магниевых солей месторождения Тыргу Окна—Гэляну	3	519
РЭЙЛЯНУ Г. и НЭСТЭСЯНУ АУРЕЛИЯ, К изучению фауны аммонитов верхней юры в Свинице (Банат)	1	7
РЭЙЛЯНУ Г., ПАТРУЛИУС Д., МЭРГЭРИТ Е., КИВУ М. и ДРАГУ В., Корреляция трансильванских моллас с крупными экземплярами Anthracotherium с молассами Петрошанского бассейна	2	265
СЗОКЕ АМАЛИЯ, Исследование плагиоклазов субвулканического массива Тороняга, Бая-Борша	1	149
СТОЕНЕСКУ СКАРЛАТ, О значении некоторых максимальных гравиметрических взаимоотношений на юге Трансильванского бассейна	3	539
ТОКОРЖЕСКУ МАРИЯ, Микропалеонтологические соображения о границе меловой-эоцен	2	277
ТЭТЭРЫМ НИЦА, О корреляции эоценовых морских отложений юго-западной части Трансильванского бассейна с классическими бассейнами осадконакопления	2	251
ЧИОФЛИКА ГРАЦИАН, К изучению контактовых явлений на участке Мэгуряуа Вацей (гора Дроча)	3	509
ЧИОФЛИКА Г. и САВУ Х., Новые вклады в изучении образования титаномагнетита в горах Дроча	4	693

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT
DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES
DE
GÉOLOGIE

Tome V 1960

INDEX ALPHABÉTIQUE

	No	Page
AIRINEI ŞTEFAN, Magnétisations normales et inverses dans la région du volcan andésitique Uroiu (région de Hunedoara)	1	169
AIRINEI ŞTEFAN et ROMANESCU DRAGOMIR, Effet micromagnétique de certaines alluvions de la région orientale du massif de Poiana Ruscăi	2	361
AIRINEI ŞTEFAN, Étude de l'effet gravimétrique à la limite externe du Flysch crétacé de la Valachie orientale (entre les vallées de la Prahova et des Teleajen-Drajna)	3	547
BARBU ALEXANDRINA, Étude structurale pétrographique des feldspaths des roches magmatiques	4	711
BĂNCILĂ I. et PAPIU V. CORVIN, Les caractères lithologiques des couches de Straja de Gura Văii Stejarului (Bicaz)	3	419
BORCOŞ MIRCEA, Contribution à l'étude des zéolithes. La magnésiolaumontite de Musariu	4	739
CHIRIAC MIRCEA, Sur les affleurements de Tortonien en Dobrogea	1	39
CHIRIAC MIRCEA, Représentants de la famille des *Turrilitidae* Meek, 1876, dans le Crétacé du Sud de la Dobrogea	3	449
CIOFLICA GRAŢIAN, Contribution à la connaissance des phénomènes de contact de Măgureaua Vaţei (monts de Drocea)	3	509
CIOFLICA G. et SAVU H., Nouvelle contribution à la connaissance des possibilités de formation des magnétites titanifères des monts Drocea	4	693
CODARCEA AL., RĂILEANU GR. et NĂSTĂSEANU S., Le Carbonifère inférieur de la vallée de l'Ideg (Age des calcaires d'Ideg)	3	407
CODARCEA AL. et RĂILEANU GR., Le mésozoïque des Carpates méridionales	4	591
CONEA ANA et POPOVĂŢ ANGELA, Les sols des terrasses de l'Olt entre les Carpates méridionales et le Danube (Etude pédo-géographique)	3	573
DRAGOŞ V., Sur la présence de la forme *Purpuroidea carpathica* Zittel dans les Subcarpates de la République Populaire Roumaine	3	435
GIUŞCĂ DAN, L'adularisation des roches volcaniques dans la région de Baia-Mare	3	499
LITEANU EMIL et SCHOVERTH ECATERINA, Observations sur le genre *Horiodacna* Sabba	1	63

	No	Page
LITEANU EMIL, Du problème de la limite supérieure du Tertiaire dans la dépression valaque	2	343
LITEANU E. et BANDRABUR T., Recherches hydrogéologiques sur les eaux phréatiques du bassin inférieur de l'Argeş	3	475
LITEANU E. et BANDRABUR T., Recherches géologiques dans la région danubienne entre la rivière de l'Argeş et la vallée de la Mostiştea	4	655
LUPU DENISA et LUPU M., Contribution à la connaissance des Rudistes du Sénonien des Monts Apuseni	4	627
MANILICI V., Recherches géochimiques dans l'aire de l'éruptif néogène des Carpates orientales	4	683
MOISESCU VICTOR, Contribution à l'étude des Hippurites sénoniens de la région de Hăşdate—Stolna (Bassin de la Iara — monts Apuseni)	1	101
MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR. et MOTAŞ I. C., Le stade actuel des problèmes de la stratigraphie du Tertiaire dans la République Populaire Roumaine	2	219
PAPIU VICTOR CORVIN, De l'origine de la minéralisation des eaux thermales de Băile-Herculane	1	135
PAUCĂ M. et PATRULIUS D., Contribution à l'étude paléontologique des dépôts albiens de Giurgiu (vallée du Danube)	1	85
POPA ELENA, Sur la présence de certains grès glauconieux à Peignes, dans les Strates de Cornu, de Valea Mare (N-E de Schiuleşti)	2	325
RĂDULESCU DAN, Recherches minéralogiques sur le gisement de sels de potassium et de magnésium de Tîrgu-Ocna—Găleanu	3	519
RĂILEANU GR. et NĂSTĂSEANU AURELIA, Contribution à la connaissance de la faune d'Ammonites du Jurassique supérieur de Svinița (Banat)	1	7
RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M. et DRAGU V., Corrélation des molasses à grands Anthracothériums de Transylvanie et du bassin de Petroşani	2	265
STOENESCU SCARLAT, Sur la signification de quelques rapports gravimétriques majeurs dans le Sud du bassin de la Transylvanie	3	539
SZÖKE AMALIA, Étude des plagioclases du massif subvolcanique de Toroiaga, Baia-Borşa	1	149
TĂTĂRÎM NIŢA, Corrélation entre les dépôts éocènes marins du Nord-Ouest du bassin transylvain et ceux des bassins classiques	2	251
TOCORJESCU MARIN, Considérations micropaléontologiques sur la limite Crétacé-Eocène	2	277
VANCEA A. et UNGUREANU LARISA, Corrélation entre les dépôts mio-pliocènes du bassin transylvain, fondée sur la microfaune	4	613
VINOGRADOV C., La limite Crétacé-Paléogène dans le bassin de la Prahova	2	299
VISARION MARIUS et ANDREI JUSTIN, Nouvelles données géophysiques sur la zone centrale de la Dépression de Haţeg	1	197
VISARION M., Contribution à la détermination du gradient vertical de la pesanteur à l'aide du gravimètre statique	2	383
VISARION MARIUS, Images géophysiques de la région des Carpates orientales, à l'Est et à l'Ouest du massif du Ceahlău	4	757
VÎLCEANU P., Contribution à la connaissance géologique de la région de Codlea	1	119

ÉSZAKI KÖNYVTÁR 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

Geologie

N. MÉSZÁROS, *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-estul Transilvaniei*, 176 p. + 37 pl., 24,50 lei.

I. BĂNCILĂ, V. CORVIN PAPIU şi **ION ARMAŞ**, *Recifal neocomian de la Gura Dămucului*, 60 p., 2,75 lei.

ERATĂ

Pag.	rîndul	în loc de:	se va citi:	greşeala provine din vina:
602	5 de sus	Tot bajocianului	Bathonianului	autorului
629	22 „ „	santonian inferior	santonian superior	autorului
630	6 „ „ (fig. 1)	sinonime	senoniene	editurii

c. 680 — Studii şi cercetări de geologie, nr. 4/1960.

vol. VI 271 p. + 9 pl., 14,70 lei
vol. VII 336 p. + 31 f.pl. 16,50 lei.

Pentru a vă asigura o colecţie completă şi primirea la timp a revistei, reînnoiţi abonamentul dvs. pentru 1961.

ABONAMENTELE SE FAC LA OFICIILE POŞTALE, AGENŢIILE POŞTALE, PRIN FACTORII POŞTALI ŞI DIFUZORII VOLUNTARI DIN ÎNTREPRINDERI ŞI INSTITUŢII

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE*)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 dublu, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, primele 3 n-re (a 9 lei).

Numerele se pot comanda, direct sau prin poştă, prin:

LIBRĂRIA ACADEMIEI R.P.R.

Bucureşti, Calea Victoriei nr. 27.

Numerele curente se găsesc de vînzare la orice librărie ştiinţifică din ţară.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau Căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

---

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

I. P. 2., c. 4112

Lei 9.—